

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física del Aire y Geofísica



TESIS DOCTORAL

**Microsismicidad en el campo próximo : análisis de
generación de ondas de coda y parámetros físicos asociados**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Miguel Herráiz Sarachaga

Madrid, 2015

Miguel Angel Herratz Sarachaga

TP
1982
215



x-53-031066-9

MICROSISMICIDAD EN EL CAMPO PROXIMO. ANALISIS DE GENERACION
DE ONDAS DE CODA Y PARAMETROS FISICOS ASOCIADOS

Departamento de Física del Aire y Geofísica
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid
1982



BIBLIOTECA

Colección Tesis Doctorales. Nº 215/82

© Miguel Angel Herraiz Sarachaga
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1982
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-38922-1982

MIGUEL HERRÁIZ SARACHAGA

MICROSISMICIDAD EN EL CAMPO PRÓXIMO, ANÁLISIS DE GENERACION DE
ONDAS DE CODA Y PARÁMETROS FÍSICOS ASOCIADOS

Tesis presentada para optar
al grado de Doctor en
Ciencias Físicas.

Director: J. Mezcua Rodríguez.

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
CÁTEDRA DE GEOFÍSICA

INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL
SECCIÓN DE SISMOLOGÍA E INGENIERÍA SÍSMICA

Diciembre 1981.

a mi padre

en recuerdo de nuestros paseos por
el Parque de Bilbao y los campos de
Orduña cuando, de niño, me enseñaba
a conocer los árboles y nombrar
las estrellas.

Esta Tesis ha sido realizada en la Sección de Sismología e Ingeniería Sísmica del Instituto Geográfico Nacional, bajo la dirección de su Ingeniero Jefe Don Julio Mezcua Rodríguez y en estrecha colaboración con la Cátedra de Geofísica de la Universidad Complutense de Madrid, de la que el Director de la Tesis es Profesor Adjunto de Geofísica. Desde estas páginas deseo expresarle mi más profundo agradecimiento por el interés con que ha orientado mi trabajo. Las dificultades que he podido encontrar en su desarrollo han resultado mucho más llevaderas gracias a la amistad que me ha ofrecido y que agradezco sinceramente.

También deseo agradecer a Don Alfonso López Arroyo, Jefe del Servicio de Geofísica del I.G.N. su continuo asesoramiento en la realización del trabajo, la revisión crítica a que lo ha sometido y las valiosas sugerencias aportadas.

Muchas gracias, también, a todos mis compañeros de la Sección de Sismología por la agradable convivencia durante mi trabajo en el Instituto. De una manera especial deseo manifestar mi agradecimiento a Don Juan Galán por su ayuda en los aspectos prácticos y a Don Miguel Doñate por su inestimable colaboración en los trabajos de informática.

Mi agradecimiento a mis compañeros de la Cátedra de Geofísica y en particular al Profesor Agustín Udías, por su estímulo y apoyo durante estos años.

Muchas gracias a Carmen Oliveras, por su permanente ayuda y, en particular, por sus informaciones sobre la campaña de Arette. Gracias también por la acogida que ella y J. Gallart me brindaron con ocasión de mi estancia en el Institut de Physique du Globe de París.

Mi reconocimiento al Instituto Español de Oceanografía por las facilidades concedidas para el uso del digitalizador y

- II -

mi agradecimiento a Don José Pascual que hizo posible esta colaboración.

Muchas gracias a Don Antonio Colmenarejo, a quien se debe la realización de los dibujos y, muy especialmente, a la Srta. Josefina García por haber llevado a cabo la labor de escritura con una dedicación y un interés que agradezco profundamente. Gracias también a la Srta. Carmen López Ribelles por su colaboración en el trabajo.

Mi agradecimiento a la Fundación Santa María por la ayuda económica recibida.

Finalmente, deseo dar las gracias a todas las personas que habiendo contribuido a que esta Tesis sea hoy una realidad, no aparecen citadas expresamente en ella. Sin ninguna duda, este trabajo es también obra suya y me gustaría que lo sintiesen así.

I N D I C E

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| - INTRODUCCION | 1 |
| - CAPITULO I. Consideraciones iniciales en torno a la micro sismicidad y su estudio. | |
| 1.1. Definición de microsismicidad | 7 |
| 1.2. Desarrollo histórico e interés de los es tudios de microsismicidad | 8 |
| 1.3. Estudios de microsismicidad en España .. | 11 |
| 1.4. Descripción de un estudio de microsismi- cidad | 12 |
| 1.4.1. Instrumentación | |
| 1.4.2. Operación en zona | |
| 1.5. Resultados deducibles de un estudio de microsismicidad | 15 |
| 1.5.1. Localización de los terremotos | |
| 1.5.2. Determinación de las magnitudes | |
| 1.5.3. Cálculo del mecanismo | |
| 1.5.4. Estudios de otros parámetros fo- cales | |
| - CAPITULO II. Teoría de la generación de ondas de coda. Obtención de un método aplicable a datos analógicos. | |
| 2.1. Definición de la coda | 24 |
| 2.2. Características de la coda | 25 |
| 2.3. Modelos interpretativos de la coda | 29 |
| 2.3.1. Modelo de ondas en superficie | |
| 2.3.2. Modelo de diseminación débil | |
| 2.3.3. Modelo de difusión | |

| | <u>Pág.</u> |
|--|-------------|
| 2.3.4. Modelo de reflexión-diseminación | |
| 2.4. Características generales de los modelos de generación de ondas de coda.. | 58 |
| 2.5. Propuesta de un método aplicable a datos analógicos | 59 |
| - CAPITULO III. Estudio de microsismicidad en las zonas de Arette, Lorca y Granada. Aplicación de técnicas convencionales. | |
| 3.1. Introducción | 67 |
| 3.2. Instrumentación de microsismicidad utilizada para este trabajo | 67 |
| 3.3. Características tectónicas de las zonas estudiadas | 71 |
| 3.3.1. Zona de Arette | |
| 3.3.2. Zona de Lorca | |
| 3.3.3. Zona de Granada | |
| 3.4. Desarrollo de las campañas | 79 |
| 3.4.1. Zona de Arette | |
| 3.4.2. Zona de Lorca | |
| 3.4.3. Zona de Granada | |
| 3.5. Resultados de estos estudios | 86 |
| 3.5.1. Zona de Arette | |
| 3.5.2. Zona de Lorca | |
| 3.5.3. Zona de Granada | |
| 3.6. Conclusiones | 107 |
| - CAPITULO IV. Aplicación del método propuesto | |
| 4.1. Introducción | 110 |
| 4.2. Análisis inicial | 110 |

Pág.

| | |
|--|-----|
| 4.2.1. Estudio del amortiguamiento de la amplitud de las codas. | |
| 4.2.2. Estudio de la función acumulativa | |
| 4.2.3. Variación de la frecuencia con el tiempo. | |
| 4.3. Aplicación del método | 124 |
| 4.3.1. Obtención de los datos | 127 |
| - Delimitación de la coda | |
| - Cálculo de los movimientos reales del suelo | |
| 4.3.2. Información sobre el medio | 129 |
| 4.3.2.1. Cálculo de la variación de f con t | |
| 4.3.2.2. Evaluación del valor regional del factor de calidad Q. | |
| - Zona de Arette | |
| - Zona de Granada | |
| - Zona de Lorca | |
| 4.3.2.3. Estimación del espectro de potencia. | |
| - Zona de Arette | |
| - Zona de Lorca | |
| - Zona de Granada | |
| 4.3.3. Información sobre el proceso en el foco. Cálculo del momento sísmico y de su relación con la magnitud | 157 |
| - Zona de Arette | |
| - Zona de Lorca | |
| - Zona de Granada | |
| - CAPITULO V. Resumen final y conclusiones | 171 |
| - ANEXO | 176 |
| - BIBLIOGRAFIA | 185 |

INTRODUCCION

*No has venido a la tierra a poner diques y orden
en el maravilloso desorden de las cosas.
Has venido a nombrarlas, a comulgar con ellas
sin alzar vallas a su gloria.*

JOSE HIERRO.

El conocimiento de la sismicidad de una zona, es decir, del tamaño y la distribución espacio-temporal de los fenómenos sísmicos ocurridos en ella, constituye un objetivo constante de la Sismología. Los primeros trabajos para alcanzarlo se orientaron, sobre todo, a la recopilación de datos históricos y al control permanente de la actividad sísmica mediante estaciones fijas establecidas en la zona de interés. Estos métodos han sido pronto completados con el desarrollo de estudios específicos de sismicidad, realizados por un tiempo concreto, que permiten obtener la distribución espacio-temporal de los eventos sísmicos ocurridos en la zona durante el período de observación.

Este tipo de estudio ha ido perfeccionándose a medida que los aparatos detectores han aumentado su amplificación haciéndose capaces de registrar fenómenos mucho más pequeños. Así han surgido los estudios de microsismicidad, trabajos que teniendo por objetivo ofrecer información sobre los fenómenos sísmicos más pequeños, han experimentado un gran desarrollo en los últimos veinte años. Este auge puede ser explicado en parte considerando la incidencia que estos fenómenos sísmicos, a pesar de ser registrables únicamente con aparatos de alta sensibilidad, pueden tener sobre el diseño de grandes obras de Ingeniería Civil. Sin embargo, la causa más profunda de este desarrollo se encuentra en la relación de los estudios de microsismicidad con la sismicidad general. En efecto, dado que precisamente los fenómenos sísmicos de menor tamaño son más numerosos, un estudio de microsismicidad permite determinar en un tiempo relativamente corto y con mayor sensibilidad las características sísmicas de una zona concreta. De esta manera, es posible saber qué estructuras tectónicas son sísmicamente activas y someterlas, si se considera oportuno, a un control geofísico más riguroso. Por otra parte, y aunque no es posible extrapolar todas las conclusiones obtenidas con terremotos pequeños a fenómenos sísmicos más importantes, muchos rasgos del mecanismo de producción de terremotos pueden ser estudiados más fácilmente a partir de los fenómenos de menor tama-

ño, por ser éstos mucho más frecuentes.

Las consideraciones anteriores no explican por completo el interés de los estudios de microsismicidad ya que éste no radica sólo en el elevado número de registros obtenibles sino también en una característica común a todos ellos; su alto contenido en frecuencias elevadas. Dicho rasgo hace que este tipo de fenómenos sea muy sensible a los accidentes del camino recorrido. Por ello, los registros pertenecientes a los sismos de menor tamaño detectados en el área próxima encierran una valiosa información sobre las características del medio en que han sido generados. Desafortunadamente, extraer esta información es una tarea casi imposible con los métodos de análisis de tipo determinista dado el alto número de variables en juego.

Con objeto de resolver este problema se han ensayado en los últimos años distintos métodos basados fundamentalmente en el análisis estadístico. Entre ellos, los que aplican este análisis a la parte final de los sismogramas se han revelado particularmente eficaces. En su conjunto constituyen el análisis de codas cuya descripción y aplicación es uno de los objetivos de esta Tesis. El interés de este objetivo aumenta al considerar que la aplicación se ha realizado a datos registrados analógicamente sobre papel; forma de registro que hace muy difícil el tratamiento de la información, pero que es común a todas las campañas de microsismicidad realizadas en nuestro país. Para superar en lo posible este problema, se ha utilizado con éxito un nuevo método obtenido a partir de modelos cuya eficacia ya había sido comprobada con datos de otras características. Su aplicación ha estado precedida de un minucioso trabajo sobre los sismogramas, encaminado a medir las amplitudes de las codas estudiadas y a evaluar la variación de las frecuencias predominantes con el tiempo para los sismos de cada área estudiada. Las relaciones df/dt obtenidas son utilizables para posteriores trabajos en las zonas respectivas.

El tratamiento realizado en esta Tesis de la problemática descrita más arriba comienza en el Capítulo I con la definición del término "microsismicidad" y la presentación del desarrollo y los resultados generales de una campaña encaminada a medirla. Este Capítulo termina con una consideración de las limitaciones inherentes al tratamiento convencional de los datos y que pueden ser superadas en gran medida mediante el Análisis de Coda, cuya descripción constituye el objetivo del Capítulo II. En él se explica con detalle la evolución de este tipo de estudios y se presentan los modelos más importantes desarrollados para explicar la generación de las ondas de coda y su transmisión hasta el receptor. Dada la novedad de este tipo de análisis, se ha ampliado en lo posible la descripción de su estado de desarrollo, incluyendo la discusión de algunos modelos no utilizados posteriormente en el trabajo.

El Capítulo II finaliza con la presentación del método propuesto para aplicar el análisis de codas a datos registrados analógicamente sobre papel. De esta manera se completa la primera parte de la Tesis que contiene los aspectos teóricos.

La parte predominantemente práctica comienza en el Capítulo III con la aplicación de técnicas convencionales a tres estudios de microsismicidad desarrollados en Arette (Pirineos Centrales), Lorca (Provincia de Murcia) y Granada. En este Capítulo se describen únicamente las técnicas que, sin incluir el análisis de codas, han sido aplicadas en las zonas de estudio. Igualmente se detallan los resultados obtenidos, algunos de los cuales constituyen datos de partida para la aplicación del análisis de codas a estos mismos estudios de microsismicidad; este tema constituye el contenido del Capítulo IV. En él se aplica el método presentado en el Capítulo II a los datos de microsismicidad descritos anteriormente. El trabajo incluye una preparación inicial de los datos; la obtención de los valores regionales de Q y $P(\omega, t)$ para cada una de las áreas estudiadas y, finalmente, la deducción del momento sísmico de cada uno de los sismos ana-

lizados, previa obtención del espectro reducido de su coda. Estos resultados permiten establecer una relación momento-magnitud para cada zona.

El estudio ha sido aplicado inicialmente a la zona de Arette para la que ya existían trabajos previos que permitían evaluar la consistencia del método. A la luz de los resultados obtenidos, ha sido aplicado a las otras dos áreas para las que también existían datos de microsismicidad.

El Capítulo V contiene la discusión de los resultados obtenidos en las tres zonas y su repercusión en el conocimiento de la sismicidad. Igualmente se describe la viabilidad y el interés del método propuesto en esta Tesis en relación con los estudios de microsismicidad ya realizados o que, previsiblemente, se realizarán en nuestro país.

C A P I T U L O I

CONSIDERACIONES GENERALES EN TORNO A LA MICROSISMICIDAD Y SU ESTUDIO.

*Sistema, poeta, sistema.
Empieza por contar las piedras,
luego contarás las estrellas.*

LEON FELIPE.

1.1. DEFINICION DE MICROSISMICIDAD

A lo largo de nuestro estudio, llamaremos microsismicidad al conocimiento del tamaño y la distribución espacio-temporal de microterremotos en una zona y un tiempo determinados. Esta definición exige, a su vez, delimitar el concepto de microterremoto. En Sismología, (Bullen, 1958, Richter, 1958), se ha reservado este término para los fenómenos sísmicos de muy pequeña magnitud y origen tectónico. Todas las demás perturbaciones susceptibles de ser registradas por los sismógrafos de una manera más o menos continua y que tienen un origen no tectónico, reciben el nombre genérico de microsismos. A este grupo pertenecen las perturbaciones sísmicas producidas por el viento, la lluvia, las corrientes de agua y, especialmente, las generadas por ondas estacionarias en los océanos. De todas formas, aunque esta distinción es suficientemente clara, no suele ser muy respetada en el lenguaje sismológico habitual en el que se tiende a identificar ambos términos.

Las definiciones anteriores establecen un criterio cualitativo para diferenciar los microterremotos de otras perturbaciones registrables por los sismógrafos. Sin embargo, todavía es necesario introducir un elemento cuantitativo que permita señalar cuando un terremoto es suficientemente pequeño para ser considerado como un microterremoto. Aunque en este punto no existe unanimidad, se tiende a llamar microterremotos a los terremotos cuya magnitud es < 4 . Normalmente estos fenómenos son inapreciables para el hombre incluso en la zona epicentral y exigen para su registro el empleo de aparatos de alta sensibilidad. En parte por ello, la detección de microterremotos ha estado restringida durante muchos años al estudio de las réplicas correspondientes a terremotos de notable magnitud.

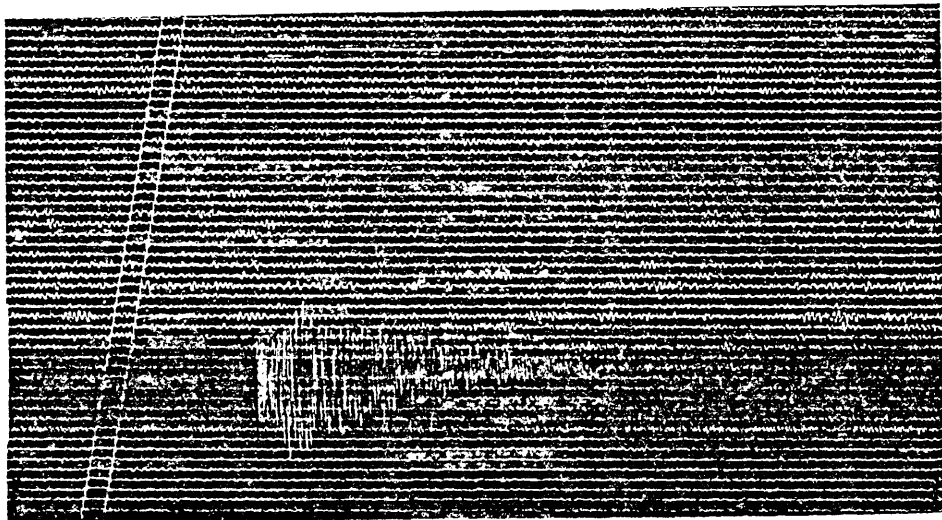


Fig.1.1.- Fotografía de un registro de microsismicidad perteneciente a la estación de ALFACAR (Granada). En él pueden distinguirse un microterremoto y un gran número de microsismos.

1.2. DESARROLLO HISTORICO E INTERES DE LOS ESTUDIOS DE MICROSISMICIDAD.

.. El primer estudio específico de microsismicidad fue realizado por Asada en 1957, en la región de Tsukuba (Japón). Este investigador consiguió multiplicar la ganancia de las estaciones sísmicas utilizando por primera vez amplificadores electrónicos.

cos de la señal. De esta manera se abría la posibilidad de registrar terremotos muchísimo más pequeños que los detectables por los sismógrafos empleados hasta entonces. El resultado obtenido fue sorprendente puesto que se llegó a detectar hasta 200 microterremotos diarios a lo largo de un período considerado de actividad sísmica normal. Este descubrimiento avivó el interés por la microsismicidad y fomentó el diseño de registradores dotados de mayor amplificación y más fácil transporte (Lehner, 1966). Como consecuencia no tardaron en aparecer los primeros estudios de las posibles relaciones entre la microsismicidad de una zona, su tectónica y su actividad sísmica (Oliver et al. 1966, Brune y Allen, 1967). Desde entonces, este tipo de investigaciones, desarrolladas con redes locales, ha sido ampliamente utilizado por diversos autores; entre otros Boucher y Fitch (1969), Eaton et al. (1970), Wesson y Eltsworth (1973), Johnson et al (1976). La importancia del tema ha conducido a la instalación en el mundo de aproximadamente 50 redes permanentes que controlan la microsismicidad de las zonas de mayor interés sismològico. Los resultados de estos estudios han permitido obtener una correlación bastante precisa entre sismicidad y tectónica y han aportado nuevos datos sobre el proceso de generación de terremotos.

Este mismo tipo de estudios fue aplicado casi simultáneamente a las zonas oceánicas mediante el empleo de hidrófonos y sismómetros especiales (Auld, 1969, Nowroozi, 1973). De esta manera, se ha enriquecido notablemente la información sobre la tectónica de las zonas de fractura y de las regiones de expansión del suelo oceánico correspondiente a distintos lugares de nuestro planeta (Francis y Porter, 1973, Johnson y Jones, 1978, Project Rose, 1981).

Además de esta aplicación al conocimiento de la asociación entre la actividad sísmica y la tectónica, la observación de la microsismicidad permite deducir, en un plazo relativamente breve, los parámetros a y b de la ley propuesta por Gutenberg y Richter (1944).

$$\log N = a - bM$$

(1.1)

En esta expresión N es el número de terremotos de magnitud M y los parámetros a y b son característicos de cada zona sísmica (Mogi, 1967). En concreto, " b ", que refleja la relación entre terremotos grandes y pequeños, guarda relación con la homogeneidad del medio sísmico y su nivel de esfuerzos, admitiendo, por tanto, una variación temporal todavía no bien conocida, (Carter y Berg, 1981) En cualquier caso su valor varía entre 0.5 y 1,5 lo que indica una menor frecuencia de los fenómenos sísmicos cuanto mayor sea su magnitud. Esta ley presente también en muchos otros procesos naturales, establece desde el punto de vista científico, una dificultad para el estudio detallado de terremotos importantes. Al mismo tiempo recomienda abordar la investigación de la sismicidad en general a partir de los datos suministrados por los microterremotos por ser éstos mucho más frecuentes en la naturaleza y, como ya se ha visto, susceptibles de ser registrados con los aparatos de alta amplificación.

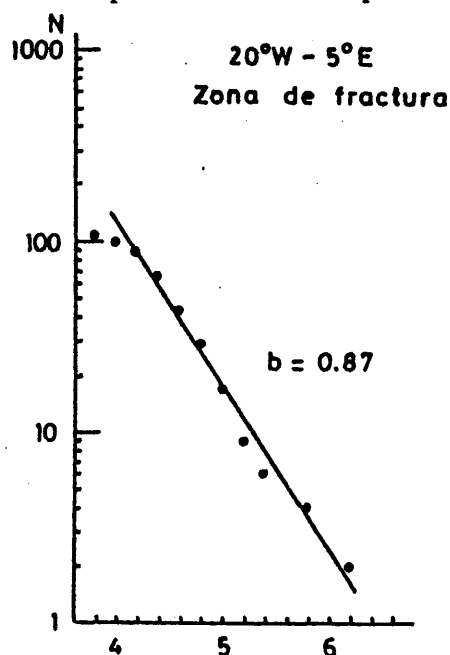


Fig. 1.2. Representación gráfica de la Ley de Gutenberg y Richter. Ejemplo perteneciente a la zona de fractura del área Azores-Gibraltar.

Estas consideraciones en torno al interés de los estudios de microsismicidad quedan completadas si se considera la incidencia que los microterremotos pueden tener en las grandes obras de Ingeniería Civil. El conocimiento detallado de la microsismicidad de una zona es una cuestión decisiva que debe ser resuelta con anterioridad a la realización de la obra civil cuando se trata de Centrales Nucleares o grandes presas. De la misma manera es necesario mantener un control permanente de la microsismicidad en la zona de emplazamiento de estas edificaciones, sobre todo si, como en el caso de los grandes embalses, esta obra puede modificar las características sísmicas de la zona, introduciendo una sismicidad inducida. Este tipo de fenómeno, detectado por primera vez en 1929 en la presa de Marathon (Grecia), comenzó a ser investigado a niveles de microsismicidad poco tiempo después.

1.3. ESTUDIOS DE MICROSISMICIDAD EN ESPAÑA

Los estudios de microsismicidad en España han experimentado un auge similar al descrito para otros países, si bien su comienzo es mucho más reciente. La primera campaña fue realizada en Agosto de 1976 en la zona de Reus (Tarragona), y su principal objetivo fue comprobar el correcto funcionamiento de los cuatro aparatos MEQ utilizados y la validez del programa HYPO-71 para la localización de los hipocentros (Mezcua, 1976). Desde entonces se han realizado diversas investigaciones con vistas al mejor conocimiento de la sismicidad de una zona (Lorca 1977, Arette 1978, Tenerife 1981) o a la localización de réplicas asociadas con terremotos de mayor magnitud (La Coruña 1978, Granada 1979, 1980).

Por su parte, el estudio de la microsismicidad asociada a las grandes presas se inició en Noviembre de 1971 con la puesta en funcionamiento de una red de 3 estaciones destinada a controlar la sismicidad inducida por la presa de Almendra, situada en el límite de las provincias de Salamanca y Zamora y la frontera por-

tuguesa. Respecto a las Centrales Nucleares, los controles de mi crosismicidad se han realizado por primera vez en 1975, dentro del proyecto para la instalación de la Central de Cofrentes (Valencia).

1.4. DESCRIPCION DE UN ESTUDIO DE MICROSISMICIDAD

1.4.1. INSTRUMENTACION.

Como ya se ha señalado, las investigaciones de micro-sismicidad requieren el empleo de estaciones caracterizadas por su gran amplificación y su fácil transporte. En esquema, estos aparatos cuentan con un sensor de corto período (frecuencia característica 0.5 - 1 Hz) conectado a un sistema amplificador-filtro, y un reloj de cuarzo que introduce la señal temporal. Este sistema posee generalmente una respuesta plana capaz de ser modificada según las características de ruido ambiental. La señal, una vez filtrada y amplificada, pasa al módulo registrador, -analógico o digital-, donde queda recogida para su posterior estudio.

En las campañas que se analizan en esta Tesis, se han utilizado equipos comercializados del tipo MEQ-800 b, que son los más frecuentes en esta clase de investigaciones y alcanzan ampli-ficaciones del orden de 10^6 .

Dado que la información registrada se refiere tanto al tiempo de llegada de las distintas fases como a su amplitud, se ha tenido especial cuidado en la calibración de los equipos. Los relojes de cuarzo incorporados a los aparatos, han sido calibrados durante la realización de las campañas contrastándolos periódicamente con una señal horaria externa (generalmente DCF77 ó HBG). Estos contrastes, registrados al principio y al final de las bandas, han permitido introducir las correcciones necesarias en la lectura de los tiempos de llegada.

Respecto de las amplitudes se ha procedido en nuestro caso a una calibración de todo el sistema utilizando la bobina propia del sismómetro e introduciendo, mediante un generador de señales, una corriente.

Esta calibración, que será detallada en el Capítulo III, ha permitido ajustar a las condiciones reales de filtrado y amplificación las curvas teóricas proporcionadas por el fabricante. Como ejemplo, se presenta en la figura 3 la curva de sensibilidad-frecuencia para el caso del desplazamiento ofrecida por el Manual de Instrucciones y la calculada experimentalmente. Su comparación pone de manifiesto que hasta un margen aproximado de 25 Hz el método de calibración es correcto. A esta calibración efectuada en el laboratorio hay que añadir los controles de amplificación realizados periódicamente durante el transcurso de las campañas y que permiten detectar las fluctuaciones pequeñas.

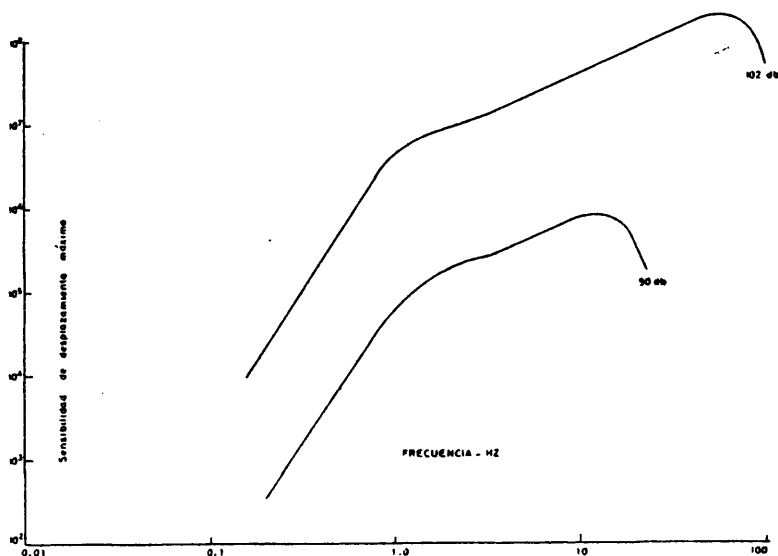


Fig. 1.3. Representación de la curva teórica de calibración (102 db) junto con la obtenida experimentalmente para 90 db de ganancia.

1.4.2. OPERACION EN ZONA DE UNA RED DE MICROSISMICIDAD.

La elección de los emplazamientos de las estaciones en la zona que se desea estudiar reviste una gran importancia en el desarrollo de una campaña de microsismicidad.

Por una parte la exactitud de la localización de un terremoto depende estrechamente del número de estaciones que lo han registrado y de la geometría de la red. Como objetivo general hay que procurar conseguir el mayor número de registros correspondientes a estaciones distribuidas alrededor del epicentro. Esto exige conseguir una adecuada distribución de la red de manera que encerrando en su interior los lugares con mayor probabilidad de ocurrencia sísmica, no implique distancias tan grandes que acarreen la atenuación de los sismos más débiles. La dificultad para alcanzar la distribución más correcta se ve acrecentada por la exigencia de que los sismómetros estén apoyados en un material duro (generalmente afloramientos rocosos) de manera que se eviten, en lo posible, fenómenos de amplificación y transmisión de energías no deseables. Igualmente han de excluirse los emplazamientos próximos a tendidos eléctricos, carreteras y otras causas capaces de afectar los sistemas electrónicos del aparato o el proceso de amplificación.

Un segundo momento importante en la realización de la campaña es la opción por los niveles de filtrado, amplificación y resolución temporal más idóneos para cada una de las estaciones.

La elección de los filtros es función del tipo de fenómenos sísmicos que se quieren detectar y del ruido existente en el emplazamiento. En los estudios de microsismicidad hay que asegurar el registro de las altas frecuencias por ser éstas las más abundantes en el tipo de eventos cuya localización se persigue. Este objetivo queda asegurado en los registradores MEQ-800 b, ya que admiten un rango de frecuencias entre 0.25 y 70 Hz. En nuestros estudios los datos han sido registrados con filtros paso-banda de 5

30 Hz (zonas de Lorca y Granada) y 0.25 - 30 Hz (Campaña de Pirineos). En cualquier caso conviene tener presente que el corte del filtro de 5 Hz no es vertical por lo que son fácilmente detectables frecuencias inferiores a ese valor.

El nivel de amplificación elegido depende, por su parte, de las características geológicas del emplazamiento y del interés en evitar las posibles saturaciones de los registros. Los aparatos utilizados admiten un control de ganancia de 60 a 120 db con incrementos de 6 db, y en nuestros registros han sido elegidos valores de 76, 84, 90, 96 y 102 db.

Por último, el poder de resolución temporal de los aparatos MEQ-800 alcanza 0.1 ó 0.05 seg según que la velocidad elegida para los registradores sea 60 ó 120 mm/minuto. Como ya se indicará en el Capítulo III casi todos nuestros registros han sido obtenidos con una velocidad de 120 mm/minuto.

1.5. RESULTADOS DEDUCIBLES DE UN ESTUDIO DE MICROSISMICIDAD.

Los resultados obtenidos más frecuentemente en este tipo de estudios se refieren a la localización, magnitud y mecanismo de la serie de terremotos registrados.

1.5.1. LOCALIZACION DE LOS TERREMOTOS:

La localización en el espacio y el tiempo de origen de un terremoto es un problema extensamente estudiado, -Cisternas (1963), Enghal y Ganst (1966), Dewey (1972), Peters y Crosson (1972)-, en el que intervienen factores muy diversos. En primer término es preciso considerar la dificultad matemática planteada por el hecho de que las cuatro variables a determinar - las tres coordenadas espaciales y el tiempo origen- no son linealmente independientes entre sí, lo que se traduce en que el sistema de ecua

ciones normales pueda estar mal condicionado. Junto a esta dificultad matemática surgen otras con un claro contenido físico: variación de la velocidad de las ondas al atravesar capas diferentes; complejidad de las trayectorias en juego; presencia de fenómenos de dispersión, atenuación, difracción, etc. Igualmente hay que tener en cuenta el papel jugado por el propio proceso de localización instrumental en el que intervienen, entre otros, la geometría de la red, la respuesta de los aparatos y el sistema de lectura de los sismos registrados. Por último, es preciso considerar también la influencia del procesado matemático de los datos así obtenidos con vistas a la determinación numérica del hipocentro.

En una campaña de microsismicidad, la localización comienza con la identificación en los registros de las primeras llegadas, correspondientes a ondas P, y en lo posible de las pertenecientes a las ondas S. Con los datos de, al menos, 3 estaciones se realiza una primera localización a fin de conocer el grado de exactitud del ajuste. A partir de los terremotos bien localizados se construye el diagrama de Wadati correspondiente, con el que es posible realizar una reinterpretación de los sismogramas e intentar, ya con más garantía, la identificación de las ondas S. Para el tratamiento matemático de los datos obtenidos por la lectura de los sismogramas existen varios programas de uso generalizado que calculan los hipocentros aisladamente (Programas EPIC, HYPO, Hypoellipse) o bien como un conjunto (J.H.D). La aplicación de estos procedimientos matemáticos a redes pequeñas plantea nuevos problemas acerca de la estabilidad y convergencia de las soluciones, especialmente para terremotos cuyo epicentro está fuera de la red. Estas dificultades pueden ser superadas en parte mediante el empleo de técnicas de inversión más exigentes (Buland, 1976). La sensibilidad que puede obtenerse con estos métodos alcanza a 500 m en la localización epicentral y 1 Km. en la profundidad. Por supuesto, estos valores no tienen por qué corresponder al error absoluto de la solución física; sólo indican la validez del método en el sentido de mínimos cuadrados. La exactitud y la precisión de la solución física dependen del control disponible sobre los factores señalados anteriormente.

De una manera muy favorable influyen el incremento en el número de registros utilizados y el conocimiento de la distribución de velocidades.

Respecto de los datos empleados en esta Tesis conviene señalar que el número de estaciones fue muy grande, (25), en la campaña de Arette y pequeño, (5), en la de Lorca. Los hipocentros de la zona de Granada han sido calculados mediante observaciones de la red permanente ya que solo se disponía de un equipo de alta sensibilidad instalado en el área estudiada. En todos los casos el conocimiento de las velocidades de propagación ha sido bueno por haberse realizado con anterioridad estudios detallados de la corteza mediante campañas de perfiles sísmicos (Ansorge et al. 1976, Mezcua et al. 1976, Udías 1977, Gallart 1980). El programa empleado para la localización ha sido siempre el HYPO (Lee y Lahr, 1971).

1.5.2. DETERMINACION DE LAS MAGNITUDES.

A pesar de las críticas hechas a este parámetro en los últimos años, continúa siendo uno de los más útiles para la evaluación de un fenómeno sísmico. Sin embargo su medición en el caso de los microterremotos plantea algunos problemas. Para comprenderlo puede ser útil considerar las diferentes definiciones de magnitud utilizadas en sismología.

Como es bien sabido, la magnitud es un concepto introducido por Richter en su famoso trabajo "An Instrumental earthquake magnitude scale" publicado en 1935. El objetivo final de este autor era evaluar la energía liberada por cualquier sismo pero el estudio se dirigió inicialmente a terremotos superficiales registrados en la zona de California mediante sismógrafos de torsión Wood-Anderson. Con este tipo de datos y teniendo en cuenta que la energía transportada por una onda es proporcional al cuadrado de su amplitud, Richter intentó relacionar la amplitud de los registros con el tamaño de los sismos que los habían generado. Así definió la magnitud local de un sismo (M_L) como:

$$M_L = \log. A - \log A_0 \quad (1.2)$$

siendo A la amplitud máxima registrada, medida en micrones, y A_0 la amplitud que correspondería a un terremoto de magnitud cero detectado a esa misma distancia por un aparato de iguales características. Como valor de referencia para definir esta magnitud cero asignó la magnitud 3.0 a un terremoto que a 100 Km produjese un trazo de 1000 micrones de amplitud. El sismógrafo standard empleado para esta definición tenía un período propio de 0.83, una amplificación de 2.800 y un factor de amortiguamiento igual a 0.8. El mismo Richter estableció empíricamente una tabla que permitía relacionar la amplitud registrada con la magnitud local, para sismos localizados a diferentes distancias dentro del área de California.

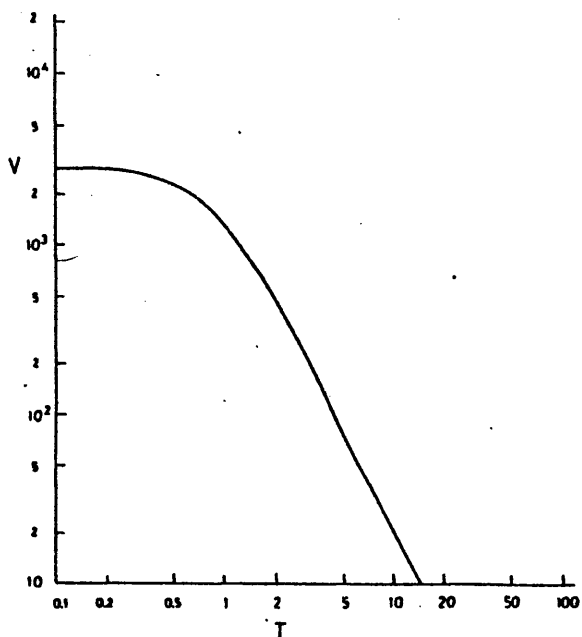


Fig. 1.4. Curva de Magnificación-Período del sismógrafo Wood-Anderson utilizado para definir la magnitud local.

El deseo de superar las limitaciones inherentes a este tipo de definición dió lugar poco más tarde a nuevos conceptos de magnitud basados en la amplitud de las ondas superficiales correspondientes a períodos de 20 s. (Ms), o bien en la de las ondas internas (m_b). La primera fue descrita por Gutenberg y Richter en 1936 y desarrollada más tarde por Gutenberg (1945) quien para terremotos lejanos ($15^\circ < \Delta < 130^\circ$) encontró la fórmula

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (1.3)$$

"A" representa ahora el máximo desplazamiento sobre la componente horizontal, medido en micrones, de las ondas superficiales con períodos de 20 segundos. Esta fórmula ha dado lugar a la expresión adoptada oficialmente por la IASPEI (International Association for Seismology and Physics of the Earth's Interior) que utiliza el valor máximo de la relación A/T, cociente entre la amplitud y el período correspondiente. Esta última fórmula cuya expresión es:

$$M_s = \log (A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3. \quad (1.4)$$

ofrece valores muy próximos a los de (1.3) para $T = 20$ seg.

La magnitud definida a partir de las ondas internas fue deducida también para telesismos (Gutenberg y Richter, 1956) y revistió la forma

$$m_b = \log (A/T) + \delta \quad (1.5)$$

siendo A/T el valor máximo dentro del grupo de ondas P, PP o SH y δ , una función dependiente del tipo de ondas, la profundidad del foco y la distancia epicentral. Los valores de δ tabulados inicialmente por Gutenberg y Richter han sido revisados por

Vanek et al. (1962).

Como todas las definiciones anteriores fallan en el caso de saturación de los registros, -fenómeno muy frecuente para los terremotos próximos-, ha sido necesario ensayar procedimientos distintos. El más fructífero ha sido la búsqueda de una relación de la magnitud local, M_L , la distancia epicentral, Δ , y la duración, T , de la señal registrada, o, en el caso de Bisztricsany (1958), de la onda superficial. Las expresiones encontradas revisten la forma:

$$M_L = a_0 + a_1 \eta(\tau) + a_2 \xi(\Delta) \quad (1.6)$$

donde $\xi(\Delta)$ es generalmente identificada con la distancia epicentral y la función $\eta(\tau)$ varía con los autores adquiriendo las formas:

$$\eta(\tau) = \log \tau \quad (\text{Lee et al. 1972}) \quad (1.7)$$

$$\eta(\tau) = \log \tau + b'(\log \tau)^2 \quad (\text{Herrmann 1975}) \quad (1.8)$$

$$\eta(\tau) = (\log \tau)^2 \quad (\text{Bakun y Lindh 1977, Wahlström 1979}) \quad (1.9)$$

Más recientemente, (Suteau y Withcomb, 1979; Saphira, 1980), han sido propuestas definiciones de magnitud basadas exclusivamente en la duración de la coda, pero su aplicabilidad todavía no está muy comprobada.

La expresión general (1.6) no carece de ambigüedades en su aplicación, especialmente al determinar el final del sismograma. Sin embargo tiene la ventaja de ser utilizable fácilmente en registros de microterremotos y por ello es la más empleada en los estudios de microsismicidad. En este trabajo ha sido utilizada para las zonas de Granada y Lorca, previa determinación de los coeficientes mediante su ajuste a sismos de magnitud conocida por otros

medios. Este procedimiento y los resultados obtenidos se detallan en el Capítulo III.

Para la zona de Pirineos se ha tomado la relación de magnitudes obtenidas por Modiano (1980) a partir de la versión que Lee y Lahr hacen de la fórmula (1.6).

1.5.3. CALCULO DEL MECANISMO.

La localización hipocentral, ya comentada, permite extraer conclusiones acerca de la relación entre actividad sísmica y los accidentes tectónicos de la zona en estudio. A su vez, la evaluación de las magnitudes proporciona datos importantes sobre el nivel de energía liberada mediante fenómenos sísmicos. Todo ello constituye ya una valiosa información que se enriquece con el conocimiento de la distribución de esfuerzos proporcionada por el mecanismo focal de los terremotos registrados.

La determinación del mecanismo focal puede realizarse mediante el empleo de un gran número de estaciones, como ha ocurrido en el caso de nuestros datos del Pirineo recogidos en torno a la falla de Arette (Gagnepain et al. 1981), o bien obteniendo el mecanismo conjunto de varios terremotos supuestos con semejante distribución de esfuerzos. Sin embargo, recientemente ha sido propuesto un método de determinación conjunta del mecanismo que permite controlar qué sismos pertenecen a la misma solución y cuáles han de ser considerados aparte (Udías et al. 1981). Este procedimiento ha sido aplicado a la serie de réplicas del sismo registrado en Lorca el 6 de Junio de 1976. (Buforn et al. 1981). El resultado ha sido coincidente con el mecanismo del terremoto principal calculado por Mezcua (1980), y que será presentado en el Capítulo III. Conviene tener en cuenta que para calcular el ángulo de emergencia en la esfera focal para estaciones cercanas no es posible utilizar estructuras horizontales de velocidad constante; son necesarios gradientes de velocidad ya que dicho ángulo es muy sensible

a variaciones en distancia para cortas separaciones epicentrales (menos de 100 Km.). Para este proceso se ha ajustado una ley de tipo exponencial que, dando los mismos valores de tiempo de recorrido que la estructura original, permite calcular dicho ángulo con gran precisión (Bufo et al. 1981).

1.5.4. ESTUDIO DE OTROS PARAMETROS FOCALES.

Un conocimiento más detallado del fenómeno sísmico exige la determinación de otros parámetros focales tales como el momento sísmico, la caída de esfuerzos, el espectro en la fuente, etc. Pero esta determinación en los estudios de microsismicidad es prácticamente irrealizable si, como es nuestro caso, los datos han sido registrados en forma analógica sobre papel. Esto se debe a que el estudio de estos parámetros exige la utilización del análisis de Fourier de las distintas fases sísmicas y por tanto la digitalización de los registros, tarea casi imposible a partir de registros gráficos, dado el contenido de frecuencias elevadas en los sismogramas correspondientes a microterremotos. Para salvar esta dificultad se han ensayado diversos procedimientos encaminados a obtener algunos parámetros cinemáticos o focales sin necesidad de abandonar el dominio del tiempo, (O'Neill and Healy 1973, Somerville et al. 1976, Bakun and Lindh 1977). Pero estos métodos no consiguen diferenciar en un sismograma la influencia del foco de la del medio transmisor, de manera que, eliminada ésta, sea posible extraer la información sobre la fuente sísmica. Este objetivo parece más alcanzable si el tratamiento determinista es sustituido por otro de tipo estadístico que permita caracterizarlo con unos pocos parámetros. Aceptar este nuevo enfoque implica desplazar la atención desde la parte inicial de los sismogramas a su parte final en la que, como se verá, es más fácil suponer fenómenos de promedio. De esta manera surgió el interés por la coda de los terremotos cuya definición, génesis e importancia son abordados en el Capítulo siguiente.

23.

C A P Í T U L O I I

TEORÍA DE LA GENERACIÓN DE ONDAS DE CODA.
OBTENCION DE UN METODO APLICABLE A DATOS ANALÓGICOS.

*Lo mejor del recorrido
no es la meta, es el paisaje*

GLORIA FUERTES.

2.1. DEFINICION DE LA CODA

Con objeto de superar en parte los problemas descritos anteriormente, algunos investigadores han optado por prestar una atención preferente a la parte final de los registros conocida como coda. De esta manera se designa, generalmente, la parte del sismograma que sigue a las llegadas de las ondas directas de superficie y volumen.

El nacimiento del interés por la coda puede situarse en el trabajo de Aki publicado en 1969, si bien su importancia ya había sido puesta de manifiesto por la existencia de una relación entre la magnitud de un sismo y su duración. (Bisztricsany, 1958; Tsumura, 1967). El desarrollo de estas investigaciones respondió a la necesidad de superar la hipótesis de homogeneidad lateral en el estudio de las ondas superficiales, hipótesis válida para ondas de largo período pero insostenible para las de corto período, fuertemente afectadas por la parte más superficial de la corteza terrestre. Justamente, estas ondas de corto período constituyen una valiosa fuente de información debido a su sensibilidad a los detalles de la fuente sísmica y de la estructura del camino recorrido. Pero esta sensibilidad, al tiempo que acrecienta el interés por su estudio, lo dificulta extraordinariamente dado que la complejidad de los fenómenos físicos que encierra, implica la exigencia de un complicadísimo tratamiento matemático. Estas dificultades pueden ser superadas, parcialmente, mediante un enfoque estadístico de la heterogeneidad del medio, de forma que un pequeño número de parámetros obtenidos estadísticamente sea suficiente para caracterizar la influencia del mismo en la formación de un sismograma. Para aceptar este tratamiento estadístico, es necesario considerar aquellas partes del sismograma que reflejan las ondas que han experimentado la influencia de diversos tipos de heterogeneidades por haber recorrido más camino. Intuitivamente podemos afirmar que este tipo de ondas se encontrará en la parte final del registro. Y tampoco parece aventurado afirmar que esta prolonga-

ción de la trayectoria, debida al encuentro con sucesivos obstáculos que someten las ondas a fenómenos físicos de difracción, reflexión, refracción, etc., intensifica el proceso y aumenta con ello la validez del tratamiento estadístico. La parte final del sismograma es considerada, desde esta perspectiva, como el resultado de un promedio realizado por la misma Tierra sobre las modificaciones parciales introducidas por heterogeneidades de diferentes características. Esta zona de registro puede ser sometida a un tipo de análisis estadístico no aceptable tan fácilmente por las partes iniciales del sismograma, que reflejan el camino directo de las ondas. Las diversas teorías sobre el análisis de las ondas intentan justificar esta afirmación básica e interpretan, mediante diferentes hipótesis, los datos obtenidos por la observación. Sin embargo, antes de abordar el estudio de estas teorías es importante poner de relieve un conjunto de rasgos característicos de la coda que aportan información sobre su proceso de síntesis.

2.2. CARACTERISTICAS DE LA CODA

Siguiendo el trabajo de Aki y Chouet (1975), es posible enumerar los siguientes rasgos comunes a la coda de diferentes sismos:

- 1º. El contenido espectral de la parte inicial de un terremoto muy próximo depende fuertemente de la distancia y de la naturaleza del camino recorrido. La variación del espectro con las estaciones disminuye para las llegadas posteriores, terminando por anularse en la coda.
- 2º. El espectro de potencia de la coda de diferentes terremotos locales decae como una función del tiempo. Esta función, común para todos los sismos de una misma zona, es independiente de la distancia y la naturaleza del camino entre el epicentro y la estación así como de la magnitud del sismo, al menos para te-

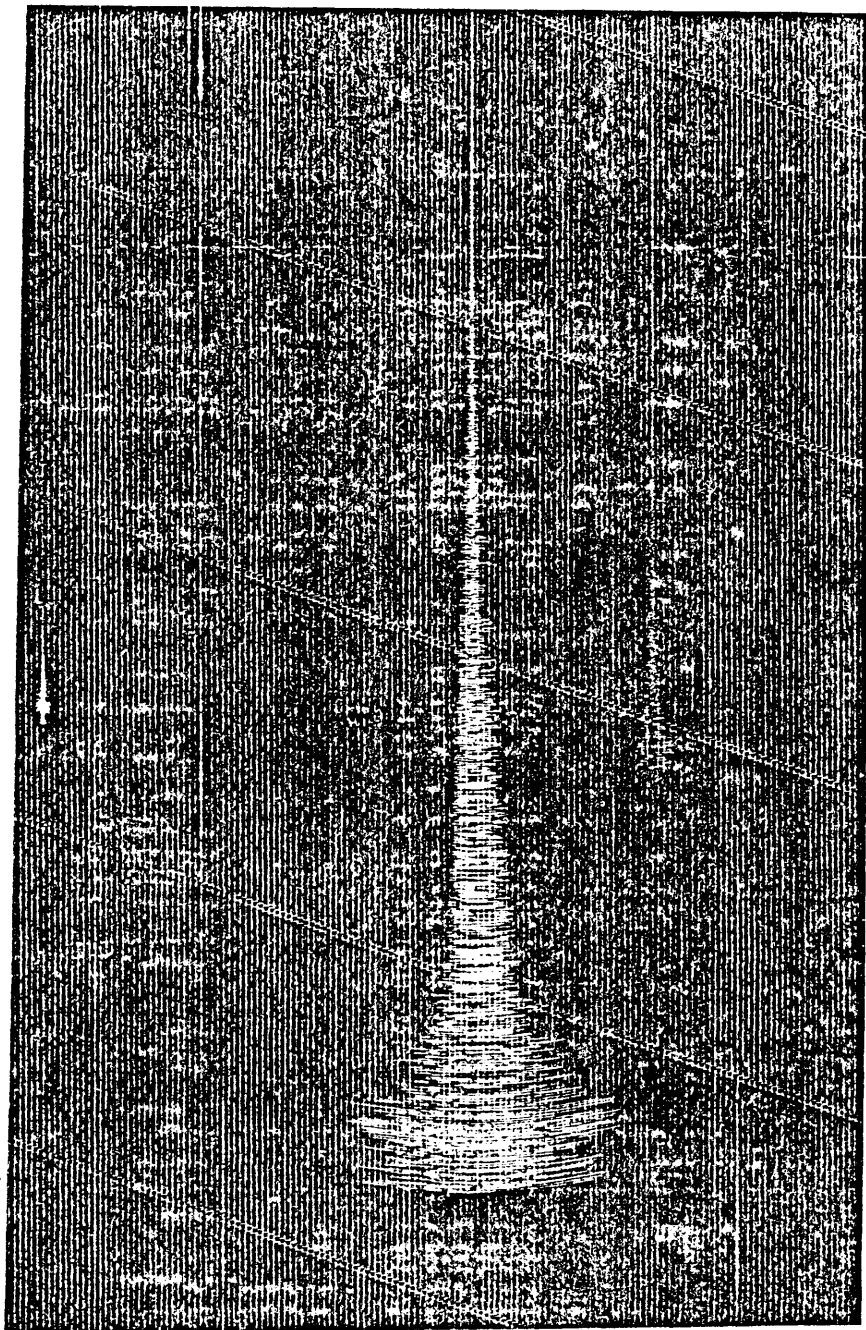


Fig. 2.1. Registro de un microterremoto obtenido en la estación de Alfacar en el que puede observarse la forma característica de la coda y la progresiva disminución de la energía transportada por las ondas.

rrremotos de magnitud inferior a 6.

39. La energía contenida en la coda es muy inferior a la de las partes precedentes del sismograma y procede de todas las direcciones.
40. Para distancias epicentrales menores de 100 kilómetros, la duración total de un sismograma es aproximadamente independiente de la distancia epicentral y del azimut y puede ser utilizada como medida de la magnitud del terremoto.
50. La amplitud de la coda depende, sin embargo, de la geología local de la estación. De todas formas, como también la amplitud del ruido de fondo ambiental tiende a ser proporcional a este factor, la duración del sismo registrado en el sismograma resulta prácticamente independiente de la geología sobre la que se asienta la estación.

Estas dos últimas características han sido objeto de permanente interés en los últimos años con vistas a justificar la medición de un sismo a partir de su duración (Herrmann, 1975, Bakun y Lindh, 1977, Saphira, 1980). Por su parte, el bajo nivel de energía contenido en la coda -tercera característica- puede ser apreciado a simple vista comparando sus amplitudes y frecuencias con las de otras partes del sismograma. La procedencia multidireccional, -que será considerada más adelante- ha sido puesta de manifiesto mediante el estudio de la radiación de energía de un sismo llevado a cabo con una red de pequeña apertura (Scheimer y Landers, 1974). Los otros rasgos serán detallados a lo largo de este trabajo. En su conjunto, estas características solo pueden ser explicadas aceptando que la coda está formada por la superposición de ondas secundarias creadas en las heterogeneidades del camino. De esta forma las diferencias de camino y nivel de energía tienden a anularse por un efecto de promedio mientras que, por el contrario, sí son puestas de manifiesto en las ondas directas.

Todas las propiedades descritas anteriormente pueden ser sintetizadas en una relación que expresa el espectro de la potencia de la coda en un tiempo "t" medido a partir del origen del fenómeno en la forma:

$$P(\omega, t) = F(\omega) \cdot C(\omega, t) \quad (2.1)$$

donde $C(\omega, t)$, que representa el efecto de las heterogeneidades en un área extensa, es común a todos los sismos de ese área y depende del mecanismo de dispersión anómala (scattering) y de las propiedades elásticas del medio. Por su parte, $F(\omega)$ expresa el efecto del foco.

Afirmar que $C(\omega, t)$ es común a todos los sismos de una zona implica afirmar que focos diferentes comparten una misma composición de ondas de forma que pueden ser sometidas al mismo efecto de scattering. También supone establecer que la distancia desde el foco, considerado como puntual, a la estación es pequeña comparada con el espacio recorrido por las ondas que constituyen la coda. En este trabajo, estas ondas serán llamadas "secundarias" para indicar que no han sido generadas en el foco en oposición a las demás ondas sísmicas -P, S, Love, etc.- cuyo origen puede situarse en la fuente sísmica y que recibirán el nombre global de "primarias". De acuerdo con esta terminología la condición anterior exige que el tiempo "t" correspondiente a las ondas primarias, sea pequeño respecto al Δt invertido por las ondas secundarias para alcanzar la estación.

Todo lo anterior constituye una base común de interpretación para las distintas teorías que pretenden explicar la génesis y composición de la coda. Estas teorías dan lugar a cuatro modelos fundamentales que serán presentados a continuación.

2.3. MODELOS INTERPRETATIVOS DE LA CODA

2.3.1. MODELO DE ONDAS EN SUPERFICIE.

Para explicar el factor $C(\omega, t)$, se supone, (Aki, 1969), que las heterogeneidades generadoras de la coda están distribuidas al azar y con una función de densidad bidimensional uniforme sobre la superficie de la Tierra. Además, tanto las ondas directas como las secundarias son ondas de superficie con las mismas características. La primera suposición es justificada considerando que los obstáculos responsables de la desviación como la topografía irregular, las formaciones geológicas complejas, la heterogeneidad en las propiedades elásticas de las rocas y la presencia de rupturas y fallas, están concentrados, de hecho, en la proximidad de la superficie. La segunda hipótesis de trabajo es consecuencia de la primera ya que las ondas internas se propagan principalmente hacia las capas inferiores. Desde el punto de vista energético se acepta que cada onda desviada lo es solo una vez y que en este efecto no hay ninguna pérdida de energía. La única variación de energía será debida a la atenuación anelástica y vendrá relacionada con el factor de calidad Q .

Por último y con objeto de asegurar que el análisis estadístico será aplicado solo a las secciones de registro que corresponden a las ondas generadas en las heterogeneidades, se impone una tercera limitación: restringir el estudio a las partes finales de la coda. Esta tercera condición se traduce geoméricamente en la exigencia de que la distancia epicentro-estación, Δ , sea mucho menor que las distancias epicentro-obstáculo, R , y estación-obstáculo, r . Es decir: $R \approx r \gg \Delta$.

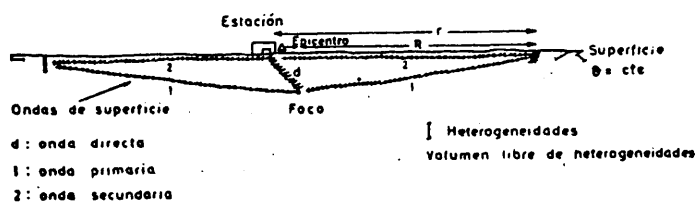


Fig. 2.2. Esquema de generación de la coda en el modelo de ondas de superficie.

Inicialmente, la expresión del espectro de potencia es supuesta ligeramente distinta a la ya citada. Aki (1969), establece que el espectro de potencia de la coda debe verificar:

$$P(\omega, t) = F(\omega)^2 \cdot C(\omega, t) \quad (2.2)$$

donde $F(\omega)$ y $C(\omega, t)$ tienen las propiedades descritas con anterioridad.

El estudio debe restringirse a la zona de frecuencias inferiores a la frecuencia característica, -cociente entre la velocidad de ruptura y la longitud de la falla-, con objeto de evitar el efecto de finitud en la fuente. Bajo esta condición, $F(\omega)$ puede ser considerada como una constante proporcional al valor de la fuente puntual equivalente, es decir, a su momento sísmico. De esta manera, si el momento sísmico de un terremoto es conocido con independencia de este método, es posible calcular $C(\omega, t)$ que puede ser aplicado a todos los terremotos de una misma área.

Teniendo en cuenta estas hipótesis, se procede al cálculo de la expresión $P(\omega, t)$ que permitirá determinar la forma de $C(\omega, t)$ y de $F(\omega)$. Para ello, los obstáculos son numerados de acuerdo con su distancia a una estación dada y se llama $f_n(t)$ a las ondas secundarias generadas en el obstáculo n situado a una distancia r_n . Se llama u a la velocidad de grupo, -común a las ondas primarias y secundarias en virtud de la hipótesis de que ambas son de las mismas características-, y se supone despreciable el fenómeno de dispersión en este tipo de ondas. Según esto, las ondas de la coda, un tiempo t después del origen del terremoto, serán el resultado de todas las ondas creadas por los obstáculos situados en un rango de distancias en torno a $r = u \cdot t / 2$. Si se toma una distancia Δr suficientemente grande para que el tiempo correspondiente $\Delta t = 2\Delta r / u$ sea mayor que la duración de las ondas secundarias, se puede expresar la amplitud de la coda, y (t, r) , escribiendo:

$$y(t, r) = \sum f_n(t) \quad (2.3)$$

$$r < r_n < r + \Delta r$$

Si $Y(\omega, r)$ es la transformada de $y(t, r)$ y $F_n(\omega)$ la de $f_n(t)$ y teniendo en cuenta que $f_m(t)$ y $f_n(t)$, -ondas secundarias generadas por los obstáculos m y n situados entre r y $r + \Delta r$, son independientes entre sí, se verifica

$$|Y(\omega, r)|^2 = \sum |F_n(\omega)|^2 \approx |F(\omega, r)|^2 2\pi r \sigma \Delta r$$

$$r < r_n < r + \Delta r \quad (2.4)$$

$$\delta |Y(\omega, r)|^2 = |F(\omega, r)|^2 \frac{\pi \sigma u^2}{2} t \Delta t \quad (2.5)$$

siendo σ el número de obstáculos por unidad de área, y $2\pi r \Delta r$ el incremento de área considerado.

Recordando que el espectro de potencia de la coda en el tiempo t verifica

$$P(\omega, t) = \frac{|Y(\omega, t)|^2}{\Delta t} \quad (2.6)$$

Se puede escribir

$$P(\omega, t) = \frac{1}{2} \cdot |F(\omega, r)|^2 \pi \sigma u^2 t \quad (2.7)$$

expresión que relaciona la información obtenible directamente a partir del registro, $P(\omega, t)$, con la transformada de Fourier de las ondas secundarias generadas a una distancia r , $F(\omega, r)$.

Suponiendo ahora que las ondas tienen una atenuación inversamente proporcional al factor de calidad Q , resulta

$$F(\omega, r) = |\phi(\omega, r)| e^{-\omega t/2Q} \quad (2.8)$$

$$P(\omega, t) = |\phi(\omega, r)|^2 \frac{\pi \sigma u^2}{2} t e^{-\omega t/Q} \quad (2.9)$$

donde $|\phi(\omega, r)|$ representa la amplitud de ondas secundarias que se recibiría a una distancia r si no existiera la atenuación.

Aceptando que las frecuencias analizadas son suficientemente pequeñas para permitir considerar el foco como puntual, es posible establecer

$$\phi(\omega, r) = M_0 |\phi_0(\omega, r)| \quad (2.10)$$

donde M_0 es el momento sísmico y $\phi_0(\omega, r)$ es una función del medio referida a un foco puntual con momento unidad.

Entonces,

$$F(\omega, r) = M_0 |\phi_0(\omega, r)| e^{-\omega t/2Q} \quad (2.11)$$

$$P(\omega, t) = M_0^2 |\phi_0(\omega, r)|^2 \frac{\pi \sigma u^2}{2} t e^{-\omega t/Q} \quad (2.12)$$

y ya que se supone que las ondas afectadas por el proceso son ondas en superficie, su espectro $F(\omega, r)$ dependerá de las distancias recorridas de acuerdo con la ecuación:

$$|F(\omega, r)| = |F(\omega, r_0)| (R_0/R)^{\frac{1}{2}} (r_0/r)^{\frac{1}{2}} \quad (2.13)$$

donde las mayúsculas representan distancia epicentro-obstáculo,

las minúsculas distancias estación-obstáculo y los subíndices "o" valores de referencia para esos mismos casos.

Como según la hipótesis inicial $r \approx R$, resulta:

$$|F(\omega, r)| \approx |F(\omega, r_o)| r_o/r \quad (2.14)$$

y por tanto la expresión (2.12) se podrá escribir de la forma:

$$P(\omega, t) = M_o^2 |\phi_o(\omega, r_o)|^2 \frac{(r_o)^2}{r} \frac{\pi \sigma u^2}{2} t e^{-\omega t/Q} \quad (2.15)$$

que con $r = \frac{ut}{2}$ quedará,

$$P(\omega, t) = M_o^2 |\phi_o(\omega, r_o)|^2 \frac{2 \pi r_o^2 \sigma}{t} e^{-\omega t/Q} \quad (2.16)$$

donde $\phi_o(\omega, r_o)$ es ya sólo función de la frecuencia y expresa el valor absoluto de la transformada de Fourier del desplazamiento debido a las ondas secundarias generadas en un obstáculo situado a una distancia r_o , por una fuente de momento unidad.

La ecuación anterior admite una expresión en función del número total de heterogeneidades encerradas dentro de un radio r_o

$$N(r_o) = \pi r_o^2 \sigma \quad (2.17)$$

$$P(\omega, t) = M_o^2 |\phi_o(\omega, r_o)|^2 \frac{2 N(r_o)}{t} e^{-\omega t/Q} \quad (2.18)$$

Observando este resultado se comprueba que responde a la forma (2.2):

$$P(\omega, t) = F(\omega)^2 \cdot C(\omega, t)$$

$$\text{con } |F(\omega)|^2 = M_0^2 \quad (2.19)$$

$$C(\omega, t) = |\phi_0(\omega, r_0)|^2 \frac{2 N(r_0)}{t} e^{-\omega t/Q} \quad (2.20)$$

Para hacer que esta expresión suministre la información deseada es necesario relacionar $|\phi_0(\omega, r_0)|$ con las amplitudes medidas en el registro. Solucionar este problema requiere encontrar un método que permita calcular $P(\omega, t)$ a partir de los valores obtenidos directamente del sismograma. Para ello, se utiliza la definición de auto-correlación

$$P_{11}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) f(t + \tau) dt \quad (2.21)$$

que para $\tau = 0$ da:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(t) f(t) dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega, t) d\omega \quad (2.22)$$

La integral $\int_{-\infty}^{\infty} f^2(t) dt$ para una serie transitoria como es nuestro caso puede ser aproximada mediante un muestreo en torno a un determinado t absoluto. Llamando $\overline{y^2(t)}$ a dicha estimación, tendremos

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega, t) d\omega \quad (2.23)$$

Ahora bien, para calcular esta expresión mediante las amplitudes y los periodos obtenidos directamente del registro, introducimos una función de error, $g(\omega)$ con un máximo en la frecuencia correspondiente a ω_p

$$P(\omega, t) = \exp \left\{ g(\omega_p) + g'(\omega_p) (\omega - \omega_p) + \frac{g''(\omega_p)}{2} (\omega - \omega_p)^2 \right\} \quad (2.24)$$

$$\text{es decir } g(\omega) \equiv \log P(\omega, t) \quad (2.25)$$

$$\text{y } g'(\omega) = \frac{\partial g(\omega)}{\partial \omega} \quad (2.26)$$

que para $\omega = \omega_p$ cumple

$$g'(\omega_p) = 0 \quad (2.27)$$

Por tanto, la expresión (2.23) para $y^2(t)$ se transforma en

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \exp \left\{ g(\omega_p) + \frac{g''(\omega_p)}{2} (\omega - \omega_p)^2 \right\} d\omega \quad (2.28)$$

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{2\pi} P(\omega_p, t) \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \exp \frac{g''(\omega_p)}{2} (\omega - \omega_p)^2 d\omega \quad (2.29)$$

Si además $g''(\omega_p) < 0$, lo que expresa la existencia de un máximo en ω_p , se obtiene

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp \left\{ \frac{g''(\omega_p)}{2} (\omega - \omega_p)^2 \right\} d\omega = \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{2\pi} \{-g''(\omega_p)\}}} \quad (2.30)$$

con lo que resulta:

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{1}{2}}} \frac{1}{\{-g''(\omega_p)\}^{\frac{1}{2}}} P(\omega_p, t) \quad (2.31)$$

Aplicando (2.25) a (2.9) se tiene que:

$$g'(\omega) = 2 \frac{\partial}{\partial \omega} \log |\phi(\omega, r)| - t/Q \quad (2.32)$$

$$g''(\omega) = \frac{\partial^2}{\partial \omega^2} \log |\phi(\omega, r)| \quad (2.33)$$

de manera que:

$$t(\omega_p) = 2Q \{ \partial / \partial \omega \log |\phi(\omega, r)| \} \omega = \omega_p \quad (2.34)$$

$$g''(\omega_p) = 1/Q (dt(\omega_p) / d\omega_p) \quad (2.35)$$

Sustituyendo esta expresión en (2.31)

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{1}{2}}} \cdot \left| \frac{Q}{-dt/d\omega_p} \right|^{\frac{1}{2}} P(\omega, t) \quad (2.36)$$

Fórmula que permite calcular el espectro de Potencia $P(\omega, t)$ a partir de las mediciones de amplitud $y(t)$, suponiendo que sea posible determinar la variación de la frecuencia a partir del tiempo origen del sismo.

Haciendo una pequeña transformación y sustituyendo $P(\omega, t)$ por su valor en (2.18) se obtiene para $\omega = \omega_p$:

$$\begin{aligned} \overline{y^2(t)} &= \frac{1}{2\pi} P(\omega_p, t) \left(\frac{2\pi}{-1/Q dt/d\omega_p} \right)^{\frac{1}{2}} = \\ &= M_0^2 |\phi_0(\omega_p, r_0)|^2 \frac{2N(r_0) e^{\omega_p t/Q}}{t} \left(\frac{2\pi}{-1 \frac{dt}{Q d\omega_p}} \right)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad (2.37)$$

Luego ;

$$M_0 |2N(r_0)|^{\frac{1}{2}} |\phi_0(\omega_p, r_0)| = t^{\frac{1}{2}} e^{\omega_p t/2Q} \left(-\frac{1}{Q} \frac{dt}{df_p} \right)^{\frac{1}{2}} \overline{y^2(t)}^{\frac{1}{2}} \quad (2.38)$$

El factor $t^{\frac{1}{2}}$ del 2º miembro puede ser interpretado como una corrección de la pérdida de energía por expansión geométrica; el segundo factor, $e^{\omega_p t/2Q}$ como una evaluación de la disipación anelástica y el tercero, como una corrección de la dispersión. Todos ellos están aplicados a las amplitudes observadas, $y(t)$. Todo este 2º miembro recibirá el nombre de "espectro reducido de la coda", $X(\omega_p)$.

Es decir:

$$X(\omega_p) = (t)^{\frac{1}{2}} e^{\omega_p t/2Q} \left(-\frac{1}{Q} \frac{dt}{df_p} \right)^{\frac{1}{2}} (\overline{y^2(t)})^{\frac{1}{2}} \quad (2.39)$$

El método de aplicación requerirá obtener a partir de los registros la relación $\omega_p - t$ correspondiente a la zona de estudio y las amplitudes $y(t)$ de las codas de los terremotos correspondientes.

Con los valores anteriores y una estimación del valor "Q" es posible determinar $X(\omega_p)$. Si este cálculo se realiza para un terremoto de momento M_0 conocido, la ecuación (2.38) permitirá valorar el producto $2N(r_0)^{\frac{1}{2}} |\phi_0(\omega_p, r_0)|$ que describe el mecanismo común de scattering para todo el área.

Una vez determinado éste, es posible utilizar la misma ecuación para calcular el momento de otros terremotos sustituyendo $\overline{y^2(t)}$ por sus valores correspondientes.

Este modelo fué aplicado por primera vez, (Aki 1969), al estudio de las codas pertenecientes a sismos de diferente magnitud localizados en Goldfield (U.S.A.). Además de servir de punto de partida para otros modelos, ha sido utilizado recientemente para definir un nuevo concepto de magnitud (Suteau y Whitcomb 1979, Khalturin 1980) y establecer diferentes relaciones entre algunos parámetros sísmicos. Las modificaciones introducidas pa-

ra tener más en cuenta las influencias del registrador y el medio y ampliar el ancho de frecuencia utilizable, han permitido comprobar la aplicabilidad de este método en la determinación del factor de calidad (Herrmann 1977, 1980).

Sin embargo las hipótesis establecidas para explicar el origen de la coda y fundamentar el modelo descrito, parecen poco justificadas. En primer lugar, reducir la composición de la coda a ondas en superficie desviadas una sola vez parece una simplificación excesiva. De hecho, estudios posteriores (Chouet, 1976) han puesto de relieve la necesidad de extender esta composición a las ondas internas y a procesos de múltiple desviación (Gir Subhash 1979). Igualmente parece arriesgada la simplificación en el balance energético, aceptada como hipótesis inicial del modelo, que lleva implícita la violación del principio de conservación de la energía o la reducción del proceso físico a niveles extraordinariamente débiles. Como se verá a continuación, los modelos posteriores tratarán de dar respuesta a estas objeciones básicas.

2.3.2. MODELO DE DISEMINACION DEBIL.

Este modelo (Aki-Chouet, 1975), es una modificación del anterior que incluye a las ondas internas como posibles generadoras de la coda. Puede resumirse diciendo que considera la coda como la superposición de ondas elementales diseminadas a partir de heterogeneidades discretas. Cada onda elemental está producida por un obstáculo individual, prescindiendo de las demás heterogeneidades. El fenómeno físico es enfocado como un proceso en el que se desprecia la pérdida de energía sufrida por las ondas primarias en el mecanismo de diseminación. Todo esto supone, como en el modelo anterior, no considerar el balance de energía intercambiada realmente en el proceso.

Las hipótesis de partida son también, a grandes líneas,

similares. Sin embargo hay que señalar tres modificaciones importantes. La primera acentúa la condición que obligaba a las distancias obstáculo-estación y obstáculo-epicentro a ser semejantes entre sí y mucho mayores que la distancia estación-epicentro. Esta condición se subraya haciendo coincidir la estación con el epicentro.

Otra modificación de mayor importancia es admitir que las ondas internas pueden ser también generadoras de la coda por verse sometidas al efecto de diseminación o scattering.

Aceptar esta posibilidad supone afirmar que el fenómeno de scattering no está localizado exclusivamente en la parte más superficial de la corteza, sino que también se produce en zonas más internas. En última instancia esto implica aceptar la presencia, en estos niveles internos, de heterogeneidades que cumplen la función de generadores de ondas secundarias elementales. El modelo de diseminación débil supone, en paralelo con el caso anterior, que estas heterogeneidades se encuentran repartidas con una distribución espacial al azar pero de densidad uniforme (Fig. 2.3).

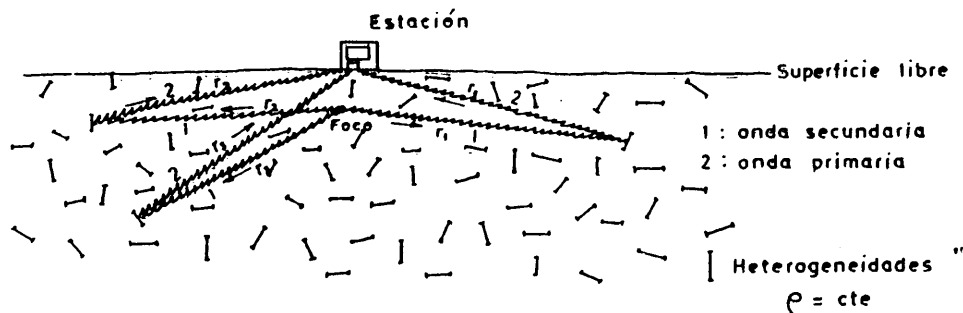


Fig. 2.3. Esquema de la generación de la coda en el modelo de diseminación débil.

Finalmente, y como se verá más adelante, la condición de limitarse a frecuencias inferiores a la frecuencia característica pierde importancia en este modelo al no utilizarse la descomposición (2.10).

Bajo estas condiciones, la fórmula (2.4) que admite la expresión

$$P(\omega, t) \Delta t = |F(\omega, r)|^2 2 \pi r \Delta r \sigma \quad (2.40)$$

encuentra una forma paralela para las ondas de volumen

$$P(\omega, t) \Delta t = |F(\omega, r)|^2 4 \pi r^2 \Delta r \rho \quad (2.40 \text{ bis})$$

siendo ρ la densidad de heterogeneidades por volumen.

La expansión geométrica, que para las ondas superficiales viene regida por (2.14), está dada en el caso de las ondas internas por la expresión

$$|F(\omega, r)| = |F(\omega, r_0)| \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \quad (2.41)$$

siendo ahora r la distancia obstáculo-estación, o la distancia obstáculo-foco:

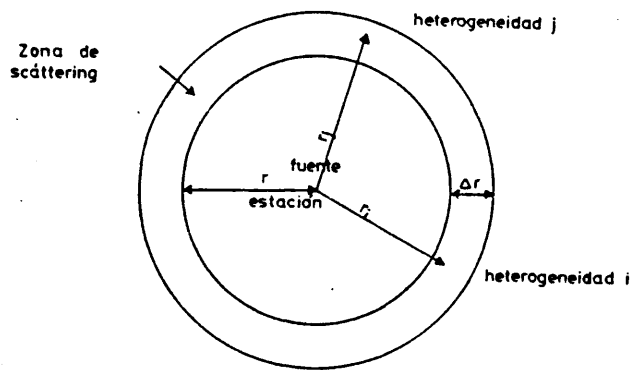


Fig. 2.4. Distribución de distancias en el modelo de diseminación débil.

Si ahora se añade la corrección de la atenuación debida a la anelasticidad se obtiene:

$$|F(\omega, r)| = |F(\omega, r_0)| \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 e^{-\omega t / 2Q} \quad (2.42)$$

Esta expresión sustituida en (2.40b) con r , y Δr en función de v y t , da:

$$P(\omega, t) = |F(\omega, r_0)|^2 8 r_0^4 \pi \rho v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t / Q} \quad (2.43)$$

Para el caso de las ondas en superficie y a partir de (2.40) se puede obtener la expresión similar:

$$P(\omega, t) = |F(\omega, r_0)|^2 2 r_0^2 \pi \sigma t^{-1} e^{-\omega t / Q} \quad (2.44)$$

Estas dos últimas fórmulas responden a la forma general:

$$P(\omega, t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q} \quad (2.45)$$

donde el parámetro m está regido por la expansión geométrica valiéndose $m = 1$ para las ondas en superficie y $m = 2$ para las ondas de volumen.

El término $S(\omega)$ varía con la magnitud del terremoto y representa el efecto de las fuentes generadoras tanto de las ondas primarias, -foco sísmico-, como de las secundarias -heterogeneidades-. Puesto que éstas tienen un origen común en la desviación causada por los obstáculos, las diferencias en S para terremotos de una misma zona serán debidas a diferencias en los focos.

Por su parte el término $e^{-\omega t/Q}$ expresa la influencia de la atenuación debida a la anelasticidad del medio que disipa energía sísmica en calor. Ni éste, ni ningún otro término de la expresión (2.45), incluye la energía perdida en el proceso de diseminación ni su posible intercambio entre las ondas primarias y las secundarias. Para superar esta violación del principio de conservación surgió el modelo que será descrito en tercer lugar.

Pero antes de iniciar la presentación de este nuevo modelo conviene relacionar la expresión del espectro de potencia de la coda con la teoría general del fenómeno de scattering. Para ello, -y para conseguir una mejor comprensión de los fenómenos físicos implicados-, se considera inicialmente el caso de ondas acústicas.

Sea una zona heterogénea de volumen V situada en un medio homogéneo infinito y sometida al impacto de un tren de ondas acústicas planas que se propagan en la dirección del eje X con

velocidad C . Inicialmente estas ondas son esféricas, pero las observaciones de las ondas dispersadas se realizan en el campo lejano dentro de la zona homogénea, de manera que en ella las ondas pueden ser consideradas planas y el volumen V puntual. Esta última hipótesis requiere que la distancia r desde el centro del obstáculo a la estación sea mayor que $2 L^2/\lambda$, donde L representa la dimensión del obstáculo y λ la longitud de la onda incidente. Bajo estas condiciones, las ondas transmitidas pueden expresarse por:

$$A_1 e^{-i\omega(t - \frac{r}{C})} \quad (2.46)$$

A su vez, la potencia dispersada, $|A_1|^2$, admite la relación:

$$|A_1|^2 = \frac{V}{4 \pi r^2} g(\theta) |A_0|^2 \quad (2.47)$$

siendo $g(\theta)$ un coeficiente de proporcionalidad que expresa la orientación relativa del obstáculo y las ondas actuantes (Cfr. Fig. 2.5).

El promedio de $g(\theta)$ en todas las direcciones es llamado "coeficiente de turbidez" (Chouet, 1976).

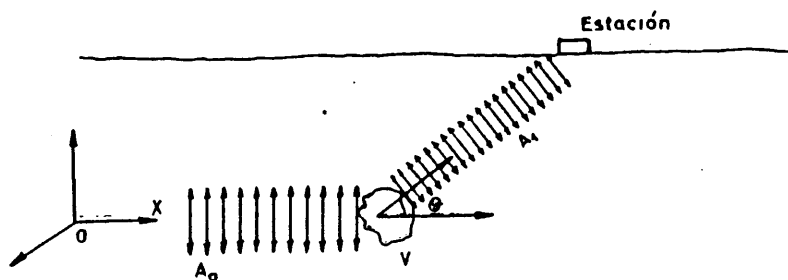


Fig. 2.5. Esquema de la diseminación de ondas planas.

Volviendo al caso de las ondas sísmicas y recordando que $F_0(\omega, r)$ representaba la transformada de Fourier de las ondas primarias a una distancia r , según (2.4) es posible establecer

$$P(\omega, t) \Delta t = \sum_{r < r_n < r + \Delta r} |F_n(\omega)|^2 \quad (2.48)$$

o

$$P(\omega, t) \Delta t = \frac{dN}{dr} \Delta r |F(\omega, r)|^2 \quad (2.49)$$

siendo $N(r)$ el número de obstáculos en un círculo de radio r .

Esta última expresión también puede escribirse

$$P(\omega, t) = \frac{v}{2} \frac{dN}{dr} |F(\omega, r)|^2 \quad (2.50)$$

Como a grandes distancias las ondas primarias pueden considerarse como planas, podemos identificar $A_0 = F_0(\omega, r)$. Si el volumen considerado, que se puede igualar a $4\pi r^2 \Delta r$, tuviera una sola heterogeneidad sería $A_1 = F(\omega, r)$. Pero como existen $\frac{dN}{dr} \Delta r$ heterogeneidades que actúan independientemente entre sí resultará

$$|A_1|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |F(\omega, r)|^2 \quad (2.51)$$

De esta manera la ecuación (2.47) se transforma en

$$\frac{dN}{dr} |F(\omega, r)|^2 = g(\theta) |F_0(\omega, r)|^2 \quad (2.52)$$

Si se considera únicamente la energía esparcida en sentido opuesto a la propagación, quedará $\theta = \pi$ y $g(\theta) = g(\pi)$.

Este último coeficiente es conocido con el nombre de "coeficiente de retro-esparcimiento" y es 4π veces la pérdida de energía por esparcimiento en el sentido opuesto y por unidad de ángulo sólido. Con este nuevo término y utilizando la ecuación (2.50) queda

$$P(\omega, t) = \frac{V}{2} g(\pi) |F_0(\omega, r)|^2 \quad (2.53)$$

fórmula que relaciona el espectro de potencia de la coda observada con el espectro de las ondas primarias. Si ambos son conocidos será posible calcular $g(\pi)$ obteniendo así información sobre la naturaleza de la heterogeneidad.

En los últimos años este modelo ha sido utilizado para la determinación de algunos de los parámetros que describen el fenómeno sísmico. En concreto, el cálculo del término $C(\omega, t)$ de la ecuación (2.2) ha permitido evaluar el parámetro Q y sus variaciones geográficas (Chouet 1976), Tsujiura 1978, Rautian y Khalturin 1978, Hinderer, 1979) y temporales (Chouet 1979, Gir Subhash 1979). Estos trabajos permitieron también descubrir una fuerte variación de Q con la frecuencia, diferente para cada una de las zonas estudiadas. El primer intento de explicación para este fenómeno (Aki y Chouet, 1975) atribuyó diferentes recorridos para las ondas constituyentes de las zonas de baja y alta frecuencia de la coda. De esta manera, las primeras estarían compuestas predominantemente de ondas de superficie que habrían recorrido zonas con un Q más bajo. Por el contrario, las zonas de alta frecuencia serían el resultado de la dispersión anómala de ondas de volumen que se habrían propagado por zonas más internas en las que los valores de Q son más altos. En ausencia de una explicación más plausible, esta hipóte-

sis ha sido admitida por diversos autores a pesar de que contradice las experiencias sobre dispersión realizadas en el laboratorio (Toksöz et al. 1979). Más adelante discutiremos una alternativa de explicación presentada últimamente (Gir Subhash 1979), pero conviene señalar que los últimos estudios, al tiempo que han corregido esta explicación, han permitido establecer una relación Q-frecuencia del tipo $Q = pf^n$ para las ondas internas, variando "p" y "n" según los autores y las zonas estudiadas (Aki, 1980; Nuttli y Herrmann, 1981).

Por su parte, el término $F(\omega)$ de la misma ecuación ha servido de punto de partida para el cálculo de la variación del espectro con la magnitud (Aki y Chouet, 1975, Rautian y Khalturin, 1978). Esta variación, conocida con el nombre de "ley de escalamiento", permite predecir las características dinámicas de un gran terremoto asociado a una zona mediante la información aportada por sismos mucho más pequeños pertenecientes a esta misma zona (Aki, 1967, 1972, Chouet et al. 1978). Esta línea de estudio ha contribuido a elaborar un nuevo modelo sísmico conocido con el nombre de "modelo de barrera", (Aki et al. 1977).

Finalmente conviene señalar que el modelo de diseminación débil, lo mismo que el de ondas de superficie, ha servido como punto de partida para otros intentos de explicación de la génesis de las codas. Entre ellos cabe citar el modelo de esparcimiento isotrópico (Sato 1976) que recoge la hipótesis de una sola perturbación, pero elimina los problemas planteados por el coeficiente de anelasticidad al suponer un medio de transmisión perfectamente elástico.

A pesar de su indudable interés práctico, el modelo de "diseminación débil" adolece de una insuficiente justificación teórica en su análisis del intercambio energético. Además, la variación de Q con la frecuencia permanece como un problema sin aclarar, en aparente desacuerdo con otros resultados deducidos de la

experiencia (Toksöz 1979) o la teoría (Baudet, 1970). Sobre estas cuestiones será necesario volver más adelante.

2.3.3. MODELO DE DIFUSION

Para evitar las dificultades planteadas por el modelo anterior en el estudio del intercambio energético, Aki y Chouet, (1975), proponen un modelo en el que la contribución de cada heterogeneidad al proceso de reparto de la energía es tan fuerte que la relación entre las energías incidente y dispersada debe ser tomada en cuenta. Además se admite que el nivel energético de la onda secundaria puede ser suficientemente alto para convertirse en generador de nuevas ondas secundarias. De acuerdo con esto, el proceso de scattering se complica ya que una onda puede verse afectada por varias heterogeneidades. La trayectoria de las ondas resulta así desviada varias veces y su energía, sometida a repetidos procesos de dispersión, reflexión, difracción, etc. puede ser considerada como difundida.

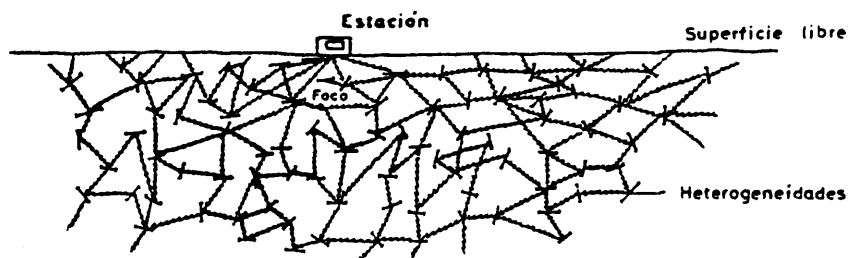


Fig. 2.6. Esquema de la generación de la coda en el modelo de difusión.

Este nuevo enfoque supone reafirmar la renuncia a tratar el campo sometido a un fenómeno de scattering como una perturbación del campo determinista, hecho que se presenta como una necesidad imperiosa cuando el scattering es intenso. La idea no era nueva porque un modelo de estas características había sido aplicado unos años antes (Wesley, 1965). De todas formas, lo que para los datos de sismogramas terrestres se planteaba como una opción surgió como una necesidad al recibirse los primeros sismogramas lunares. En ellos se ponía de manifiesto la existencía de una intensa dispersión anómala vinculada a la capa más próxima a la superficie lunar (Latham et al. 1970, 1971). Analizados con un modelo de difusión con disipación lineal (Nakamura et al. 1976), pudo comprobarse que los resultados eran altamente satisfactorios. Desde entonces se han sucedido los trabajos con esta misma orientación (Hudson, 1977; Dainty y Toksöz, 1974, 1977; Nakamura, 1976, 1977; Satō, 1977; Malin, 1978, 1980) aplicados tanto a la Tierra como a la Luna. Los resultados obtenidos han reafirmado la validez esencial del modelo de difusión.

El fundamento físico que justifica la importancia dada a la difusión es el reconocimiento de que, para distancias próximas, los periodos dominantes de las ondas son suficientemente pequeños para que las ondas elásticas respondan a las numerosas heterogeneidades de la Tierra. De esta manera, la propagación adquiere el carácter de difusión. En cambio, para grandes distancias, -superiores a 1000 Km-, el mecanismo de transmisión es muy diferente. Como ya hemos comentado, para estas distancias los periodos dominantes son muy grandes y las ondas elásticas, por tener una longitud de onda asimismo muy grande, no se sienten afectadas por las heterogeneidades individuales que se interponen en su camino. En estos casos el fenómeno de difusión pierde importancia o se anula y no caracteriza la propagación de las ondas. El análisis de difusión estará, por consiguiente, restringido a zonas próximas al epicentro. En ellas se debe verificar la ecuación de difusión

$$\frac{\partial E}{\partial t} - \xi \nabla^2 E = 0 \quad (2.54)$$

que relaciona la densidad de energía sísmica E , el tiempo t y la difusividad del medio representada por el coeficiente ξ (Wesley 1965). Considerando la existencia de una disipación lineal en el medio (2.54) reviste la forma:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \xi \nabla^2 E - \frac{\omega}{Q} E \quad (2.55)$$

en la que el segundo término de la derecha representa la pérdida de energía sísmica debida a la conversión en calor. La solución de esta ecuación para el problema tridimensional correspondiente a una onda de volumen y suponiendo una fuente puntual es:

$$E(x, t, \omega) = \frac{W(\omega)}{(4 \pi \xi t)^{\frac{3}{2}}} \exp \left(- \frac{x^2 + y^2 + z^2}{4 \xi t} \right) \exp \left(- \frac{\omega t}{Q} \right) \quad (2.56)$$

donde $W(\omega)$ es la energía generada por el foco puntual en la banda de frecuencia en torno a ω .

La expresión (2.56) para valores de t grandes y para distancias pequeñas exigidas por las condiciones que definen la coda, se convierte en

$$E(0, t, \omega) = \frac{W(\omega)}{(4 \pi \xi t)^{\frac{3}{2}}} \exp \left(- \frac{\omega t}{Q} \right) \quad (2.57)$$

Nuestro siguiente objetivo es relacionar esta expresión con el espectro de potencia. Para ello recordamos que la densidad de energía transportada por una onda es

$$E(x, t, \omega) = \rho \omega^2 / A(t)^2 dt \quad (2.58)$$

donde ρ : densidad del medio

$A(t)$: ecuación del movimiento de las partículas

ω : pulsación

Teniendo en cuenta la definición del espectro de potencia queda:

$$E(x,t,\omega) = \rho \omega^2 P(\omega,t) \quad (2.59)$$

y por tanto

$$P(\omega,t) = \frac{W(\omega)}{\rho \omega^2 (4 \pi \xi t)^{\frac{3}{2}}} \exp \left(- \frac{\omega t}{Q} \right) \quad (2.60)$$

expresión que responde a la forma de (2.45) con $m = 3/2$ y que permitirá evaluar el coeficiente de difusividad para una zona determinada. Este coeficiente puede relacionarse (Dainty et al. 1974) con el recorrido libre medio por la fórmula:

$$\xi = \frac{v \cdot l}{3} \quad (2.61)$$

siendo v la velocidad de propagación y l la distancia recorrida por la onda a lo largo de la cual la energía se reduce a e^{-1} por efecto del esparcimiento.

Como por definición

$$l = \frac{1}{g(\theta)}, \quad (2.62)$$

si se acepta que el retro-esparcimiento explica la mayor parte de la energía esparcida se puede aproximar

$$l = \frac{1}{g(\pi)} \quad (2.63)$$

Esta fórmula proporciona otro camino para evaluar el coeficiente de retro-esparcimiento que permite comprobar los resultados obtenidos por medio de (2.53), deducida a partir del modelo de diseminación débil.

Este modelo ha sido aplicado para estimar la difusión y el factor de calidad en cuatro zonas geográficas distintas (Chouet, 1976). Como la ecuación (2.60) permitía prever, el factor Q calculado variaba con la frecuencia de una manera similar a la obtenida a partir del modelo anterior. Por el contrario, los resultados obtenidos para la difusividad no permitían establecer una relación con la frecuencia. Estos resultados señalan un desacuerdo con la teoría de Wesley que había servido para fundamentar el modelo y que considera la difusividad dependiente de la frecuencia y el factor de calidad independiente. Frente a todo lo anterior, la aplicación de este mismo modelo a los datos lunares (Dainty y Toksöz 1977, Nakamura, 1977) ha ofrecido unos resultados de acuerdo con la teoría de Wesley.

2.3.4. MODELO DE REFLEXION-DISEMINACION

Un estudio más detallado de la coda de diferentes sismos, utilizando registros de sus tres componentes, ha aportado una nueva teoría sobre la génesis y constitución de esta parte de los sismogramas. Esta teoría afirma que, tanto en las altas como en las bajas frecuencias, la coda está compuesta fundamentalmente de ondas de cizalla y que el intercambio energético es demasiado intenso para admitir las simplificaciones establecidas en los modelos de ondas de superficie y diseminación débil. Por último, estudiando el reparto de energía entre las tres componentes, esta teoría defiende que el llamado plano de propagación constituye una direc-

ción privilegiada para la propagación de las ondas de coda. Teniendo en cuenta estos criterios, ha sido esbozado un cuarto modelo explicativo (Gir Subhash, 1979) que será llamado modelo de reflexión-diseminación.

La hipótesis implícita en este nuevo intento de explicación es que el factor de calidad Q es independiente de la frecuencia. Por ello, la dependencia que el amortiguamiento de la coda tiene respecto de la frecuencia es atribuida a otro parámetro. Este supuesto es más coherente con algunos resultados experimentales ya comentados, pero señala un notable distanciamiento de los demás modelos interpretativos.

Como los anteriores, este modelo desarrolla un tratamiento estadístico del medio heterogéneo. Sin embargo incluye la pérdida de energía de las ondas primarias en los procesos de reflexión y diseminación, fenómenos que considera como posibles responsables del intercambio energético. Esta pérdida es representada por medio de un parámetro sencillito, $O(\omega)$, que además expresa la relación, ya citada, del proceso de scattering con la frecuencia. Situándose en una perspectiva opuesta a la del primer modelo estudiado, la composición de la coda es ahora atribuida únicamente a ondas de volumen.

Con objeto de indicar con mayor claridad los distintos aspectos del modelo, su presentación va a ser realizada siguiendo el desarrollo del fenómeno físico. Para ello se distinguirán cinco etapas:

- a. Generación de la onda primaria en el foco.
- b. Recorrido de la onda primaria hasta la heterogeneidad.
- c. Influencia de la heterogeneidad; nacimiento y radiación de la onda secundaria.
- d. Recorrido de la onda secundaria hasta el receptor
- e. Síntesis de diferentes ondas secundarias en el receptor.

a. Generación de la onda primaria en el foco.

Consideremos un foco puntual que radia una energía W_0 en todas las direcciones en un tiempo k muy pequeño respecto de las demás dimensiones temporales que intervienen en el proceso. Si $L(t, \omega)$ es la energía media generada por unidad de tiempo y de frecuencia en torno a una frecuencia angular ω , se puede escribir:

$$L_k(t, \omega) = \frac{W_0(\omega)}{k} \psi_k(t) \quad (2.64)$$

$$\text{Siendo } \psi_k(t) = \begin{cases} 1 & 0 < t < u \\ 0 & t \geq u \end{cases}$$

$W_0(\omega)$ energía por unidad de frecuencia angular.

b. Recorrido de la onda primaria hasta la heterogeneidad.

En un medio elástico y homogéneo, el flujo medio de la energía transportada por la onda esférica que ha recorrido una distancia R con una velocidad v es:

$$J(R, t, \omega) = \frac{1}{4\pi R^2} L_k\left(t - \frac{R}{v}, \omega\right) \quad (2.65)$$

Si R es suficientemente grande para considerar la onda como plana, la energía emitida por el foco, E_d , y el flujo se relacionan por

$$J(R, t, \omega) = E_d(R, t, \omega) v \quad (2.66)$$

Como el medio es heterogéneo, es necesario añadir un término que exprese las pérdidas de energía debidas a la existen-

cia de inhomogeneidades. Para ello se introduce el coeficiente "O", dependiente de la frecuencia, que señala la velocidad de variación de la energía de las ondas primarias en las particiones ocurridas en las heterogeneidades. El valor de $O(\omega)$ aportará información sobre el grado de heterogeneidad del medio de propagación. Ya que los principales mecanismos del reparto energético, reflexión y diseminación, tienen distinto comportamiento al variar la frecuencia -la diseminación aumenta al crecer ésta y la reflexión en discontinuidades de primer orden permanece invariable-, la variación de O con ω puede aportar una valiosa información sobre el proceso de génesis de la coda.

Considerando también la corrección por la anelasticidad del medio, las ecuaciones anteriores permiten obtener:

$$E_d(R, t, \omega) = \frac{|1 - O(\omega)| R/v}{4 \pi R^2} L_k(t - \frac{R}{v}, \omega) \exp(-\frac{\omega R}{Qv}) \quad (2.67)$$

c. Influencia de la heterogeneidad: nacimiento y radiación de la onda secundaria.

Las características de la energía de la onda secundaria y de su radiación dependerán simultáneamente de las características de la onda primaria -nivel de energía, longitud de onda, etc.- y del obstáculo -tamaño, orientación-. Por una parte, la energía de la onda secundaria creada por diseminación es directamente proporcional al nivel energético de la onda primaria incidente. Por otra, -de acuerdo con la teoría de scattering basada en la aproximación de pequeñas perturbaciones (Chernov 1960),- la naturaleza del fenómeno físico predominante depende de la relación entre la longitud de onda incidente λ y el tamaño del obstáculo L. En concreto, para el caso que interesa -diseminación isotrópica- el obstáculo debe ser muy inferior a la longitud de la onda incidente. Por último, la radiación de la energía secundaria depende también de la posición relativa entre la heterogeneidad y la estación. Estas condi-

ciones pueden resumirse en la ecuación

$$e'_s(K, t, \omega) = g(\omega) \alpha(\theta) E_d(R, t, \omega) \quad (2.68)$$

donde, (Fig. 2.7), e'_s : energía de la onda secundaria radiada en la dirección del receptor.

K : distancia receptor-fuente

$g(\omega)$: factor de proporcionalidad

$\alpha(\theta)$: dependencia angular de la radiación de la onda secundaria

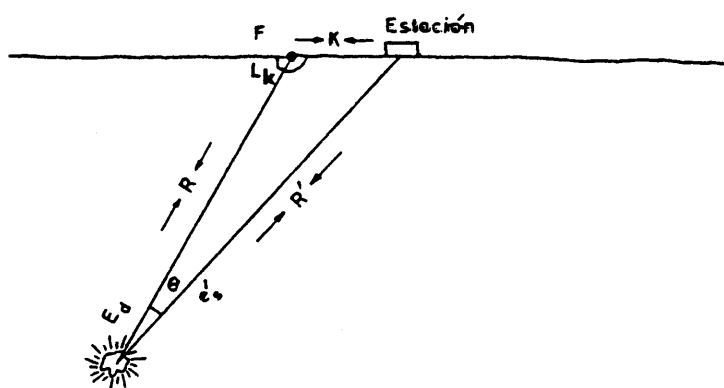


Fig. 2.7. Radiación de energía secundaria en el modelo de reflexión-diseminación.

d. Recorrido de la onda secundaria hasta el receptor.

La radiación secundaria, emergente de la heterogeneidad de acuerdo con la expresión (2.68), necesita una corrección que exprese la influencia de la anelasticidad en su recorrido hasta la estación receptora.

Esta corrección es como ya se ha visto anteriormente un

factor de la forma:

$$\exp\left(-\frac{R'}{Qv}\right)$$

Simultáneamente, la expresión (2.64) que ahora se concreta en:

$$L_k\left(t - \frac{R + R'}{v}, \omega\right) = \frac{W_0(\omega)}{k} \psi\left(t - \frac{R + R'}{v}\right), \quad (2.69)$$

si k es pequeño respecto del Δt durante el que se evalúa la energía en la estación y el tiempo t en el que se realizan las observaciones es suficientemente grande para permitir que $R \approx R' \ll r$, se puede convertir en

$$L_k\left(t - \frac{2R}{v}, \omega\right) = W_0(\omega) \delta\left(t - \frac{2R}{v}\right) \quad (2.70)$$

Teniendo en cuenta las transformaciones anteriores, la energía secundaria que llega a la estación toma la forma:

$$e'_s(t, \omega) = \alpha(\theta) g(\omega) \frac{|1 - 0(\omega)|}{4\pi v R^2} \frac{2R}{v}, W_0(\omega) \delta\left(t - \frac{2R}{v}\right) \exp\left(-\frac{\omega 2R}{Qv}\right) \quad (2.71)$$

e. Síntesis de diferentes ondas secundarias.

Todo lo anterior se refiere a una sola onda y una sola heterogeneidad. Sin embargo, la energía recibida en la estación en el intervalo $(t, t + \Delta R)$ será la suma de las energías afectadas repetidas veces por distintas heterogeneidades situadas en la distancia $(R, R + \Delta R)$ medida desde la fuente. En principio será ne-

cesario considerar todo el volumen comprendido entre esos límites como posible generador de nuevas ondas secundarias. Sin embargo, en virtud de las observaciones ya comentadas sobre el reparto de energía en las 3 componentes, este modelo considera el plano de propagación como la zona privilegiada para la emisión de radiación secundaria. Según esto y llamando α a la densidad superficial de heterogeneidades, la energía total recibida durante el Δt en la estación será:

$$E'_s(t/\omega) = \alpha g(\omega) \frac{|1-0(\omega)|^t}{4\pi R^2 v} \sigma \Delta R W_0(\omega) \exp\left(-\frac{\omega t}{Q}\right) \quad (2.72)$$

donde $\alpha/4\pi$ es la media de $\alpha(\theta)$ en todas las direcciones.

Recordando la relación entre la energía y el espectro de potencia:

$$P(t, \omega) = \frac{1}{t} E'_s(t, \omega) \quad (2.73)$$

se obtiene la expresión final para el espectro de potencia de la coda:

$$P(t, \omega) = \frac{\alpha}{2\pi} \sigma g(\omega) W_0(\omega) t^{-2} v^{-2} |1-0(\omega)|^t \exp\left|-\frac{\omega t}{Q}\right| \quad (2.74)$$

Esta ecuación puede ser normalizada respecto de su valor en un tiempo t_0 con objeto de eliminar muchas de las incógnitas presentes y hacerla más aplicable. Es decir se puede obtener una expresión $P_n(\omega, t)$ tal que

$$P_n(t, \omega) = \frac{P(t, \omega)}{P_0(t_0, \omega_0)}$$

De manera que

$$P_n(t, \omega) = \frac{P(t, \omega)}{P_0(t_0, \omega)} = \left(\frac{t}{t_0}\right)^{-2} |1 - O(\omega)|^{t-t_0} \exp(-\omega \frac{(t-t_0)}{Q}) \quad (2.75)$$

ecuación que ya puede ser utilizada con facilidad.

Este procedimiento ha sido aplicado a datos procedentes de Jura (Alemania Federal) y Bangui (República Centroafricana). El método se ha revelado muy útil cuando los datos de partida eran de alta calidad. Bajo esta condición ha sido posible determinar los valores de Q y $O(\omega)$ con un notable grado de confianza, obteniéndose información sobre las propiedades elásticas y el grado de heterogeneidad de las zonas coherentes con los conocimientos tectónicos que ya se poseían. La variación de " O " con la frecuencia, aún estando necesitada de estudios más amplios, mueve a pensar que el principal fenómeno físico constituyente de la coda es la reflexión en discontinuidades de segundo orden.

2.4. CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS MODELOS DE GENERACION DE ONDAS DE CODA.

Esta visión global de los distintos modelos que explican la génesis de la coda permite comprender mejor la importancia del tema y el estado actual de su desarrollo. Sin embargo, tanto para precisar las ideas expuestas como para situar mejor nuestro trabajo, parece conveniente resumir las características más significativas vistas anteriormente y que hoy son aceptadas por la mayoría de los investigadores. En este sentido interesa recalcar:

19. La validez práctica de los modelos presentados, dentro de las limitaciones señaladas en cada caso, está hoy fuera de duda. El análisis de codas se ha revelado en su conjunto como un método aplicable a sismos de características muy variadas estu-

diados en rangos de frecuencias muy amplios.

- 2a. La coda está formada predominantemente por ondas de cizalla, que se han visto sometidas a múltiples procesos de scattering. Por ello, los modelos que consideran otro tipo de ondas o simplifican el intercambio energético deben ser valorados como una primera aproximación.
- 3a. La mayor parte de los investigadores establecen una estrecha relación entre el factor de anelasticidad, Q , y la frecuencia. La dependencia más aceptada es de la forma $Q = pf^n$, donde p y n son constantes, estando n comprendida entre 0.5 y 0.8 para el caso de las ondas de cizalla dentro de un rango de frecuencias de 1 a 25 Hz. (Aki 1980, Nuttli y Herrmann, 1981). Sin embargo, como ya se ha visto, este tema está todavía sujeto a gran discusión, hasta el punto de que mientras algunos autores aceptan para n valores iguales a 1 (Chouet, 1976) ó 1.2 (Hinderer, 1979), otros niegan toda dependencia de Q con f (Gir, 1979).

2.5. PROPUESTA DE UN METODO APLICABLE A DATOS ANALOGICOS

El objetivo principal de este trabajo ha sido hacer aplicable el análisis de codas a los terremotos registrados en las campañas de microsismicidad realizadas en nuestro país. Dado que, como se ha dicho anteriormente, todos los datos recogidos en estas campañas han sido registrados en analógico sobre papel, su aplicabilidad ha resultado disminuída. En efecto, esta característica común, junto con la de haber sido registrados con un filtro de frecuencias determinado con anterioridad, dificultan extraordinariamente su tratamiento e impiden el análisis de la posible relación de los parámetros estudiados con la frecuencia. La búsqueda de un método que aminore estas limitaciones se presenta por ello como una tarea profundamente útil e interesante.

Partiendo de estas limitaciones, se ha buscado un procedimiento que cumpliera con las hipótesis de partida de los modelos expuestos más arriba y permitiera obtener información sobre el medio y sobre la fuente. Para ello se ha adoptado inicialmente el modelo de diseminación débil en el que el espectro de Potencia de la coda, -tanto si se considera resultante de la dispersión de ondas de superficie como si el predominio en su formación se concede a las de volumen-, es de la forma

$$P(\omega, t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q} \quad (2.45)$$

Para correlacionar este espectro de potencia con el valor de amplitudes tomadas sobre el sismograma en el dominio del tiempo, se ha utilizado la expresión (2.23):

$$\overline{y^2(t)} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} P(\omega, t) d\omega, \quad (2.23)$$

relación que para una señal de paso-banda con

$$P(\omega, t) = k \text{ si } \omega_0 < \omega < \omega_1$$

$$P(\omega, t) = 0 \text{ si } \omega_0 > \omega > \omega_1$$

se convierte en

$$\overline{y^2(t)} = 2 P \Delta F \quad (2.76)$$

siendo

$$\Delta F = \frac{\omega_1 - \omega_0}{2\pi} \quad (2.77)$$

Llamando $A(\omega, t)$ a la amplitud cuadrática media:

$$A(\omega, t) = \sqrt{y^2(t)}, \quad (2.78)$$

resulta

$$A(\omega, t) = (2P \Delta F)^{\frac{1}{2}} \quad (2.79)$$

De esta manera la ecuación (2.45) se transforma en

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-a} e^{-t\omega/2Q} \quad (2.80)$$

donde $C(\omega)$ está relacionado con el factor de la fuente por la expresión

$$C(\omega) = \{2 S(\omega) \Delta F\}^{\frac{1}{2}} \quad (2.81)$$

y

$$a = m/2 \quad (2.82)$$

Con objeto de simplificar el cálculo de la expresión (2.45) y separar los efectos del factor de la fuente, la expansión geométrica y la atenuación, tomamos logaritmos en ambos lados de la igualdad

$$\log A(\omega, t) = \log C(\omega) - \log t - (\log e) \frac{\pi f}{Q} t \quad (2.83)$$

y haciendo

$$\bar{c}(\omega) = \log C(\omega) \quad (2.84)$$

$$b = (\log e) \frac{\pi f}{Q} \quad (2.85)$$

resulta

$$\log A(\omega, t) = c(\omega) - a \log t - bt \quad (2.86)$$

Esta expresión puede aplicarse al conjunto de todos los terremotos de una serie registrados en una estación:

$$\log A_{ij}(\omega, t) = c_j(\omega) - a \log t_i - bt_i \quad (2.87)$$

siendo A_{ij} la amplitud del terremoto j medida en el tiempo t_i .

La fórmula anterior puede resolverse para una superabundancia de observaciones mediante el método de mínimos cuadrados. La expresión de (2.87) en forma matricial es

$$h = U.p \quad (2.88)$$

donde h es el vector de las amplitudes registradas y su dimensión l , representa el total de las muestras consideradas en cada estación; U es una matriz de dimensión $l(n + 2)$ y p es el vector de los parámetros a , b , C_j . Por su parte n representa el número total de sismos considerados en el cálculo.

La solución en el sentido de mínimos cuadrados, del sistema de ecuaciones comprendidas en (2.88), hará mínimo el valor de η^2 en la expresión

$${}^T(U.p - h) (U.p - h) = \eta^2 \quad (2.89)$$

siendo η el vector residual

$$\eta = U.p - h \quad (2.90)$$

Para minimizar η^2 se ha utilizado un programa que resuelve por inversión directa el sistema de ecuaciones normales formadas a partir de las relaciones de observación expresadas en (2.87).

Los valores de b obtenidos para cada estación junto con la frecuencia media, f , deducida a partir de la ecuación $\frac{df}{dt}$ determinada en cada zona, permiten evaluar el factor de calidad medio correspondiente a la región estudiada. Estos resultados, unidos a los $C_j(\omega)$ deducidos de la misma expresión, proporcionan una estimación del espectro de potencia para las distintas magnitudes consideradas en el estudio.

En una segunda etapa, el método que se propone, permite determinar el momento sísmico correspondiente a cada uno de los terremotos estudiados, lo que constituye una valiosa información sobre el fenómeno en su fuente. Para ello se utiliza la ecuación (2.38) deducida para el modelo de ondas de superficie, con objeto de facilitar la notación se ha eliminado el subíndice "p" de " ω " y se ha sustituido la expresión $\bar{y}^2(t)^{\frac{1}{2}}$ por el valor dado mediante (2.78). De esta manera se obtiene la fórmula

$$M_0 |2N(r_0)|^{\frac{1}{2}} |\phi_0(\omega, r_0)| = t^{\frac{1}{2}} e^{\omega t/2Q} \left(-\frac{1}{Q} \frac{dt}{d\omega}\right)^{\frac{1}{2}} A(\omega, t) \quad (2.91)$$

Esta expresión y la estimación de Q obtenida en la etapa anterior permiten calcular el espectro reducido de la coda para un sismo de momento conocido, cuyo valor, en los casos de Lorca y Granada,

ha sido determinado expresamente en este trabajo por métodos espectrales. De esta manera ha sido posible calcular la expresión

$$2|N(r_0)|^{\frac{1}{2}}|\phi_0(\omega_p, r_0)|$$

que, como se ha explicado anteriormente, es común para todos los terremotos de una misma área. En consonancia con su contenido físico, esta expresión será llamada, en este trabajo, "Factor regional de scattering". A partir de él y de las amplitudes medidas para cada terremoto, se han obtenido los momentos sísmicos correspondientes. La serie de valores así calculada ha sido contrastada con la de las magnitudes correspondientes con vistas a estimar la relación Magnitud-Momento de cada zona.

El conjunto del método, que puede verse esquematizado en la figura (2.8), ha sido aplicado inicialmente a los datos de los Pirineos, área para la que ya existían estudios que permitían comparar los resultados y evaluar la validez del procedimiento. Una vez hecho esto ha sido utilizado en el estudio de las áreas de Lorca y Granada. Las sucesivas etapas de estas aplicaciones se detallan en los dos capítulos siguientes. En ellos puede comprobarse la utilidad del procedimiento para el análisis de datos microsísmicos aunque estén registrados analógicamente sobre papel y a pesar de las simplificaciones introducidas en el balance de la energía por los modelos utilizados como punto de partida.

| OPERACION SOBRE EL SISMOGRAMA | RESULTADO OBTENIDO | OTROS DATOS EMPLEADOS | RESULTADO OPERATIVO | METODO | RESULTADO FINAL |
|-------------------------------|--------------------|-----------------------|---------------------|--------|-----------------|
|-------------------------------|--------------------|-----------------------|---------------------|--------|-----------------|

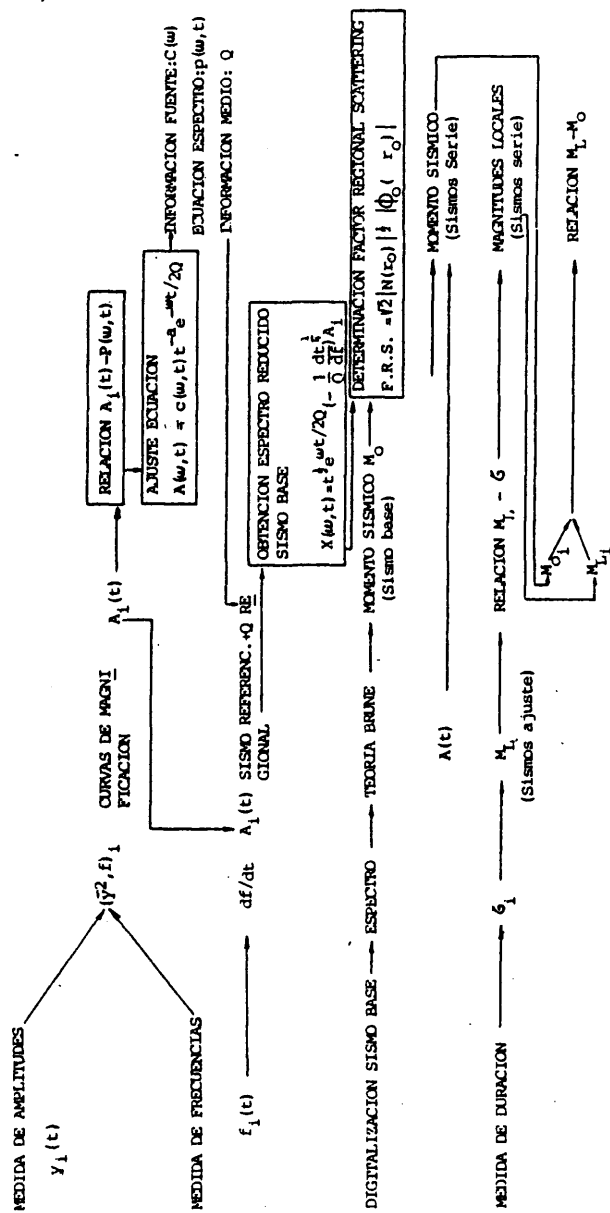


Fig. 2.8. Esquema General del Método

C A P I T U L O I I I

ESTUDIO DE MICROSISMICIDAD EN LAS ZONAS DE ARETTE, LORCA Y GRANADA. APLICACIÓN DE TÉCNICAS CONVENCIONALES

*Aunque el mar no se acerque hasta mis ojos
alguien lo podrá ver desde mi espalda.*

CARLOS ALVAREZ.

3.1. INTRODUCCION

En este Capítulo se presentan los estudios realizados con los datos de microsismicidad disponibles y que no incluyen la utilización del análisis de codas. En su conjunto, este apartado constituye, al mismo tiempo, una concreción del Capítulo I y una introducción al Capítulo IV en el que se empleará el método de análisis de codas anteriormente descrito.

Siguiendo un esquema similar al del Capítulo inicial, primeramente se detalla la instrumentación utilizada y las condiciones de su empleo. En una segunda parte se describen las características tectónicas de las zonas investigadas y los emplazamientos de los equipos de registro. Por último, se hace una presentación de algunos de los resultados obtenidos por medios convencionales en éste o en otros trabajos, y que constituyen un punto de partida para el empleo del análisis de codas.

3.2. INSTRUMENTACION DE MICROSISMICIDAD UTILIZADA PARA ESTE TRABAJO

Como ya se ha indicado en el Capítulo I, todos los datos utilizados en este estudio son registros obtenidos analógicamente sobre papel por equipos MEQ-800 b de alta amplificación, provistos de un sismómetro vertical MARK L-4 de 1s de período. Las condiciones de funcionamiento de éstos fueron distintas según las características de los emplazamientos elegidos. Los filtros seleccionados fueron siempre de 5-30 Hz (Lorca y Granada) ó 0.25-30 Hz (Pirineos) pero las condiciones de amplificación y resolución temporal experimentaron muchos más cambios. La tabla 3.1 recoge esquemáticamente las características de cada una de las estaciones.

La conversión de los valores medidos sobre el sismograma a movimiento real del suelo ha sido efectuada mediante la cur-

T A B L A 3.1

CONDICIONES DE FUNCIONAMIENTO DE LAS ESTACIONES MEQ DURANTE EL TIEMPO ESTUDIADO

| ESTACION | CONDICIONES HABITUALES | | MODIFICACIONES SIGNIFICATIVAS | | | |
|-----------------|------------------------|--------|-------------------------------|-------------|---------------|------------------------|
| | Amplificación | Filtro | Velocidad | Registrador | Amplificación | Fecha modif. |
| | dB | | mm/seg | | dB | mm/seg |
| ASA | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| AUS | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| BED | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| EST | 78 | 0.2-30 | 2 | | | |
| ETC | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| FLO | 78 | 0.2-30 | 2 | | | |
| LOU | 90 | 0.2-30 | 2 | | 84 | 0.2-30 2 25-30 NOV. 78 |
| MAU | 84 | 0.2-30 | 2 | | 78 | 0.2-30 2 26 NOV. 78 |
| SEN | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| SPE | 84 | 0.2-30 | 2 | | | |
| ZONA DE ARETTE | | | | | | |
| CAB | 102 | 5-30 | 2 | | 84 | |
| CAR | 90 | 5-30 | 2 | | 84 | 10-12 JUN. 77 |
| GAL | 90 | 5-30 | 2 | | 84 | 7-11 JUN. 77 |
| MON | 90 | 5-30 | 2 | | 84 | 12-13 JUN. 77 |
| QUI | 102 | 5-30 | 2 | | 96 | 13,14,16,30 JUNIO 77. |
| ZONA DE LORCA | | | | | | |
| ALF | 90 | 5-30 | 1 | | 90 | 19-20 JUN. 79 |
| ZONA DE GRANADA | | | | | | |
| | | | | | 78 | 17-17 SEPT. 79 |
| | | | | | 84 | 3-5 OCT. 79 |

T A B L A 3.2

CURVAS DE AMPLIFICACION

| FILTRO Hz | AMPLIFICACION db | MARGEN DE AJUSTE Hz | S. 10 ⁵ | ECUACION A. 10 ⁵ |
|--------------|---------------------|------------------------|--------------------|------------------------------------|
| 0.25-30 | 78 | 1 - 10 | 172 | $A = -4.53 + 23.06F - 0.89 F^2$ |
| 0.25-30 | 84 | 1 - 10 | 315 | $A = -5.64 + 51.35F - 2.05 F^2$ |
| 0.25-30 | 90 | 1 - 10.5 | 610 | $A = 9.78 + 95.80F - 3.78 F^2$ |
| 5-30 | 78 | 1 - 12 | | $A = -51.11 + 26.19F - 0.77 F^2$ |
| 5-30 | 84 | 1 - 11.5 | 285 | $A = -105.31 + 49.36F - 1.37 F^2$ |
| 5-30 | 90 | 1 - 11.5 | 584 | $A = -166.53 + 95.14F - 2.59 F^2$ |
| 5-30 | 96 | 1 - 11.3 | 1160 | $A = -328.45 + 189.44F - 5.15 F^2$ |
| 5-30 | 102 | 1 - 11.5 | 2325 | $A = -682.61 + 394.72F - 11.6 F^2$ |

va de ganancia de la amplitud en función de la frecuencia obtenida experimentalmente. Esta calibración se ha realizado para todo el conjunto sismómetro-amplificador-registrador sometido a unas condiciones de filtrado y amplificación iguales a las utilizadas en el transcurso de las campañas. La calibración se ha llevado a cabo introduciendo una señal conocida en la bobina de calibración del sismómetro y registrando la respuesta del conjunto de instrumentos. Las figuras (3.1) y (3.2) recogen algunas de las curvas obtenidas, cuyas ecuaciones, ajustadas por mínimos cuadrados, aparecen en la tabla 3.2. Estas ecuaciones responden a la curva comprendida entre los valores señalados en el rango de ajuste. Para las frecuencias inmediatamente superiores al valor más alto del intervalo se ha tomado la amplificación considerada constante y señalada en la columna S.

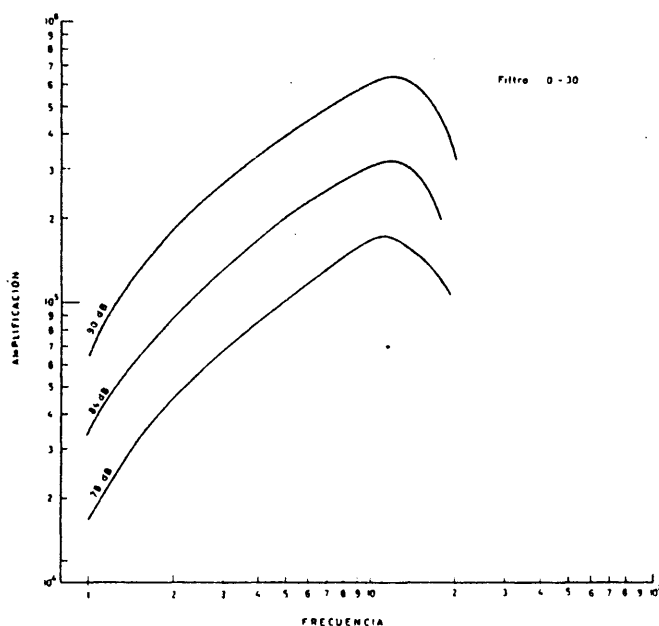


Fig. 3.1. Respuesta de la cadena de instrumentos para un filtro de 0.25-30 Hz y ganancias de 78, 84 y 90 dB.

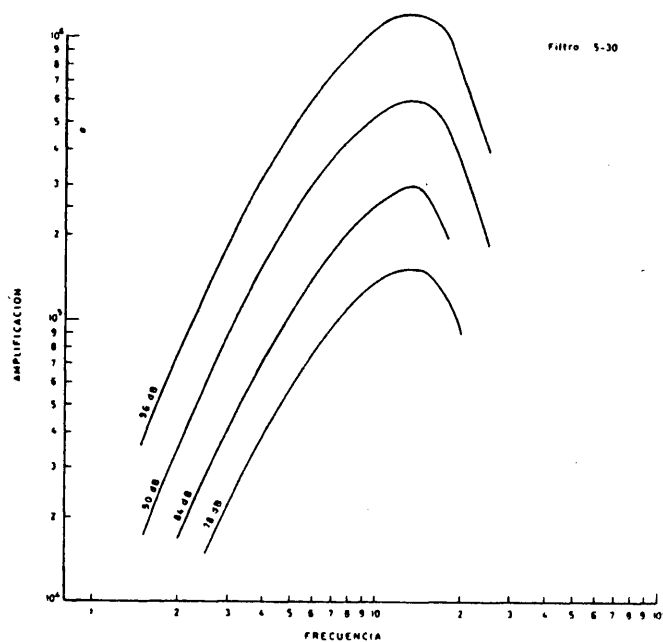


Fig. 3.2. Respuesta de la cadena de instrumentos para un filtro de 5-30 Hz y ganancias de 78, 84, 90 y 96 dB.

3.3. CARACTERISTICAS TECTONICAS DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

Los datos de microsismicidad utilizados proceden de tres áreas geográficas distintas: Lorca en la provincia de Murcia, Granada, y Arette en los Pirineos Occidentales Franceses (fig.3.3)

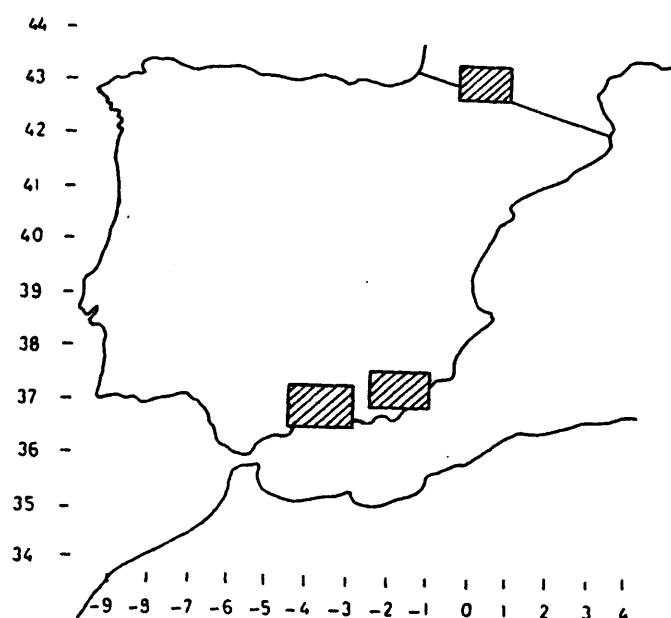


Fig. 3.3. Localización geográfica de las áreas estudiadas.

Como puede apreciarse en la figura (3.4), que representa los terremotos localizados en la Península Ibérica hasta el año 1979, las áreas estudiadas corresponden a las zonas de mayor sismicidad.

3.3.1. ZONA DE ARETTE.

La zona de Arette ocupa la región centro-occidental de los Pirineos franceses (Fig. 3.5) y constituye un área de sumo interés tectónico y sísmico cuyas características deben ser situadas en un marco más amplio.

Una descripción global de la cadena pirenaica nos permite distinguir en primer lugar una Zona Axial Pirenaica formada por rocas paleozoicas y precámbricas modificadas por la orogénesis

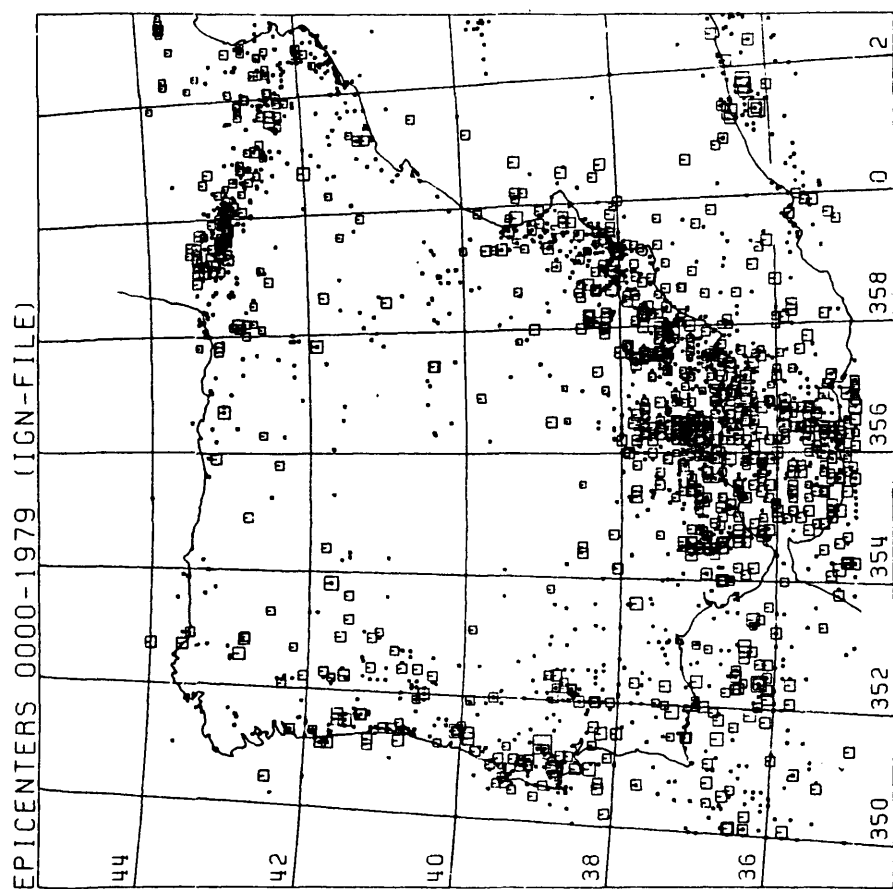


Fig. 3.4. Distribución de epicentros localizados en la Península Ibérica hasta el año 1979.

hercínica y los procesos tectogénicos posteriores. Al sur y al norte de esta zona axial se encuentran zonas de terrenos secundarios formados principalmente por materiales cretácicos y eocénicos sometidos a plegamientos y acompañados muchas veces por procesos de esquistosidad. La zona Norpirenaica, intensamente deformada, se convierte hacia el norte en una estructura de cabalgamiento tendido, -Frente Norpirenaico-, que desemboca en la Depresión de Aquitania. La zona Sur se desliza sobre la Depresión del Ebro en forma de mantos.

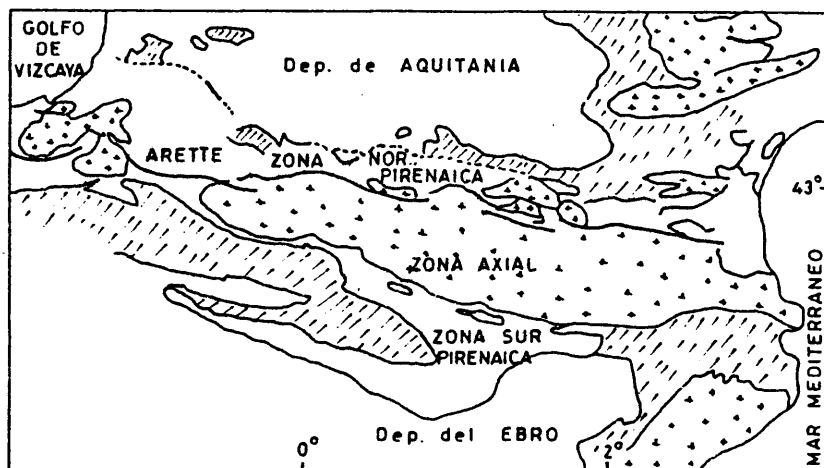


Fig. 3.5. Esquema estructural del Pirineo.

El límite entre la zona primaria y la Norpirenaica está marcado por una falla de zócalo conocida con el nombre de Falla Norpirenaica que es prácticamente activa desde la época hercínica. Esta falla es claramente visible en las regiones oriental y central mientras que se supone enmascarada por sedimentos cretácicos en la parte occidental. La zona visible termina en las proximidades de Lourdes. En general, al oeste del Pico Anie, los terrenos primarios están escondidos por recubrimientos secundarios y terciarios

pero vuelven a hacerse visibles en los macizos vascos.

La zona estudiada en torno a la falla de Arette es particularmente interesante por su situación al oeste de la zona visible de la falla Norpirenaica, en un área donde la geología se hace más compleja y la actividad sísmica más intensa. En esta zona hay que situar el terremoto destructor del 13 de Agosto de 1967 que alcanzó una magnitud de 5.7. Más recientemente, el 29 de Febrero de 1980, ha tenido lugar en la misma área otro terremoto de magnitud 5.4. Este sismo, localizado en las proximidades de Arudy, confirma el riesgo sísmico de la región y permite pensar en un movimiento migratorio de los epicentros hacia el Este dentro de la zona descrita.

Desde un punto de vista de la tectónica global de placas, la sismicidad pirenaica puede interpretarse como resultante de la interacción entre la placa Eurasiática y la plataforma Ibérica que constituye una zona estable parcialmente independiente.

3.3.2. ZONA DE LORCA

El sector estudiado de Lorca está situado en una zona geológica compleja caracterizada por una actividad tectónica reciente en la que han variado los ejes y las direcciones de esfuerzos (Fig. 3.6). El origen de esta actividad puede situarse hace unos 9 millones de años cuando el continente africano inició un movimiento de empuje de la plataforma Ibérica. Como consecuencia de esta actividad postmiocénica y cuaternaria se produjeron pliegues y fallas en los sedimentos neógenos y desniveles en los depósitos litorales cuaternarios. La zona afectada, como corresponde a un área de colisión, tiene límites poco determinados, es extensa y abarca simultáneamente la fachada atlántica del Arco de Gibraltar y las costas del Mar de Alborán (Pierre, 1975; Bousquet, 1978). En la evolución de los esfuerzos parecen distinguirse una

primera etapa -finales del Mioceno- de distensión en la dirección N-S, seguida de otro proceso de distensión con un nuevo eje E-W. Estos movimientos han provocado, a veces, grandes desniveles y son responsables en gran medida de la situación actual del relieve. El proceso se transforma, en los comienzos del Cuaternario, en una compresión N-S muy activa, que produce pliegues en la dirección E-W en los sedimentos neógenos, y un sistema de desgarres cuyos desplazamientos son coherentes con este acortamiento N-S. La misma compresión, atenuada, se mantiene en el cuaternario medio y reciente, produciendo los movimientos en las fallas de Alhama de Murcia, Carboneras y Palomeras, convirtiéndose, así, en una de las causas de la actividad sísmica actual de la zona estudiada.

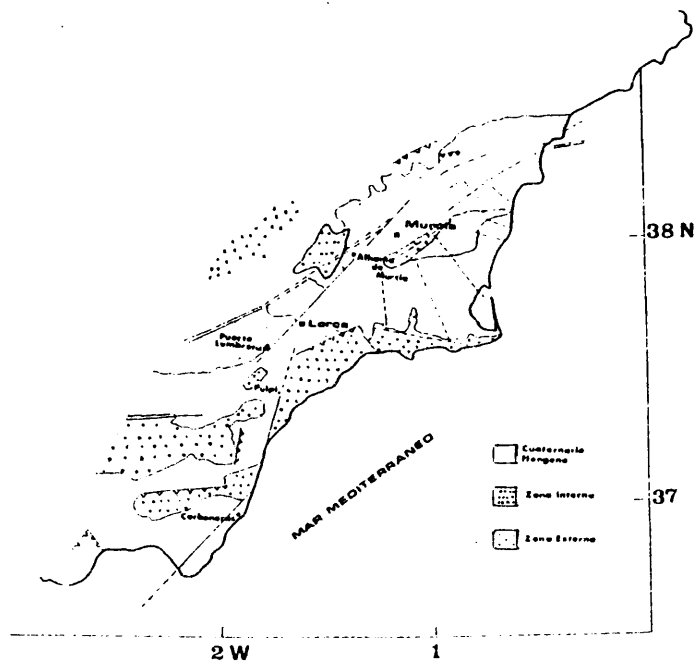


Fig. 3.6. Esquema tectónico y unidades estructurales de la zona de Lorca.

En este marco general, la zona de Lorca viene caracterizada por la influencia de la falla de Alhama de Murcia que, a la luz de las hipótesis anteriores, aparece como una falla de desgarramiento con movimiento lateral izquierdo. Sin embargo, la solución del mecanismo focal para el sismo de 6 de Junio de 1977 (Mezcua et al. 1980), señala un movimiento correspondiente a una falla normal con dirección NE-SW.

3.3.3. ZONA DE GRANADA

La tectónica de la zona de Granada -última de las áreas estudiadas en nuestro trabajo- guarda una estrecha vinculación con la ya descrita. Granada está situada en una región sísmicamente activa que comprende la Zona Bética, el Arco de Gibraltar, las cordilleras del Rif y el Mar de Alborán. El extremo nororiental de esta zona está formado por el área de Lorca descrita anteriormente, de forma que la falla de Alhama de Murcia es considerada por distintos autores (Mezcua et al. 1980) como el límite oriental de una zona sismotectónica más amplia en la que se sitúa Granada. El conjunto puede ser considerado como una zona sujeta a deformación emplazada entre los bloques estables de la península y de la placa africana.

La historia tectónica de la zona de Granada, se inscribe en la misma alternancia de dilataciones y compresiones mencionadas para la vecina zona de Lorca. La situación final, en el caso concreto de Granada, se caracteriza, en lo que se refiere a la litosfera, por la existencia de compresiones procedentes del mar de Alborán y causantes de un progresivo engrosamiento de la corteza a lo largo de un eje SN. En superficie este área se caracteriza por ser el encuentro de las zonas Bética y Subbética, recubiertas en muchas ocasiones, y de una manera fundamental en la Depresión de Granada, por materiales neógenos y cuaternarios (Fig. 3.7.) La zona Bética comprende los materiales más antiguos -desde el Paleozoico hasta el Oligoceno- y se caracteriza por una estructura de

mantos de corrimientos. En ella se han señalado 3 unidades principales: Nevado-filábride, Alpujárride y Maláguide, todas ellas presentes en la zona de nuestro estudio.

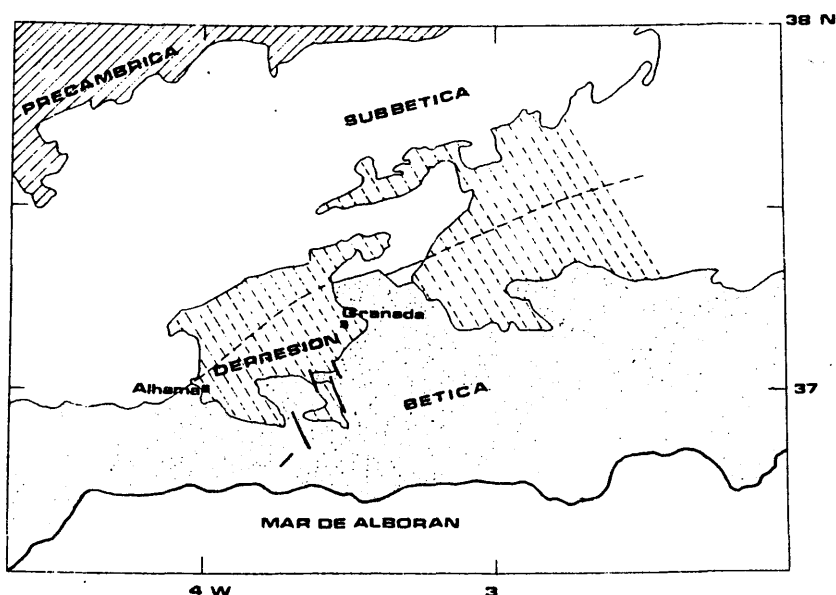


Fig. 3.7. Esquema estructural de la zona de Granada. Los trazos más gruesos señalan fallas localizadas y los trazos discontinuos contactos enmascarados.

La zona subbética, dividida también en diferentes series, abarca materiales desde el Triásico al Mioceno inferior. El contacto entre las zonas Bética y Subbética, a veces encubierto por materiales más recientes, constituye una discontinuidad geológica importante. En ella se ha localizado el epicentro del sismo destructor del 25 de Diciembre de 1884, aunque este terremoto probablemente esté más vinculado con una falla supuesta, situada al Sur de Alhama. A este factor geológico importante hay que añadir, como posible generador de sismicidad, otro conjunto de fallas en dirección N-S, probablemente asociado al borde occidental del ma-

cizo Nevado Filábride. El resultado de estos sistemas de fallas es una sismicidad superficial constante, y de magnitud inferior a 6, aún cuando este nivel ha podido ser superado en época histórica. A ella hay que añadir una sismicidad de mayor magnitud y profundidad que se ha manifestado en dos terremotos con hipocentros localizados a más de 600 Km; Estos sismos pueden ser explicados en el marco de una tectónica más global como procedentes de una placa buzante fósil.

3.4. DESARROLLO DE LAS CAMPAÑAS

3.4.1. ZONA DE ARETTE

Los datos correspondientes a la zona de Arette forman parte de la información obtenida como resultado de la experiencia "Arette 1978". Esta campaña se realizó durante el mes de Noviembre de 1978 y fué organizada conjuntamente por el Instituto de Física del Globo de París, el Laboratorio de Geofísica Interna de Grenoble y el Instituto Geográfico Nacional de España. Su objetivo principal era completar la red permanente, instalada desde 1977, con un conjunto de estaciones portátiles de manera que esta red, ya suficientemente densa, permitiera obtener localizaciones precisas y mecanismos fiables.

Para ello, además de las 8 estaciones de la red permanente, se pudo contar con 6 estaciones analógicas de registro magnético y 10 equipos MEQ 800, de los que cuatro pertenecían al I.G.N. y habían sido utilizados en la campaña de Lorca que será descrita a continuación.

Las estaciones de la Red Permanente estaban equipadas con un sismómetro vertical de 1 Hz de frecuencia propia y el registro se realizaba bajo forma numérica en cinta magnética. El conjunto de las 8 estaciones estaba unido por telemetría a un puesto

T A B L A 3.3.

EMPLAZAMIENTO DE LAS ESTACIONES UTILIZADAS EN LA CAMPAÑA "ARETTE 1978"

A. Estaciones MEQ 800

| NOMBRE | CODIGO | PROCEDENCIA | LATITUD NORTE | LONGITUD OESTE |
|-------------|--------|-------------|---------------|----------------|
| Etchebar | ETC | I.G.N. | 43º 04.96' | 0º 53.32' |
| St. Engrace | SEN | I.G.N. | 42º 59.54' | 0º 48.72' |
| Mauleon | MAU | I.G.N. | 43º 12.14' | 0º 51.42' |
| Aussurucq | AUS | I.G.N. | 43º 06.71' | 0º 55.48' |
| Asasp | ASA | Grenoble | 43º 07.77' | 0º 37.93' |
| Lourdios | LOU | Grenoble | 43º 02.50' | 0º 40.11' |
| Florence | FLO | Grenoble | 43º 06.70' | 0º 29.58' |
| Estialescq | EST | Grenoble | 43º 13.15' | 0º 32.18' |
| Bedous | BED | Grenoble | 43º 00.06' | 0º 34.16' |
| St. Pee | SPE | Grenoble | 43º 10.83' | 0º 40.33' |

B. Estaciones de registro magnético

NOMBRE CODIGO PROCEDENCIA LATITUD NORTE LONGITUD OES'E

| | | | | |
|-------------------|-----|-------------|------------|-----------|
| Bielle | BIE | Estrasburgo | 43° 01.52' | 0° 27.82' |
| Túnel de Escot | TES | Estrasburgo | 43° 04.00' | 0° 36.48' |
| Athas | ATH | Estrasburgo | 42° 59.18' | 0° 38.14' |
| Barcus | BAR | Estrasburgo | 43° 11.44' | 0° 46.39' |
| Chousse 1 | CH1 | Estrasburgo | 43° 00.85' | 0° 45.06' |
| Chousse 2 | CH2 | Estrasburgo | 43° 00.53' | 0° 45.07' |
| Becas | BEC | Estrasburgo | 43° 11.09' | 0° 28.68' |
| C. Red permanente | | | | |
| Bohocortia | BOH | I.P.G. | 43° 06.16' | 1° 00.70' |
| Lhers | LHE | I.P.G. | 42° 54.78' | 0° 37.28' |
| Agdiuc | AYD | I.P.G. | 43° 05.37' | 0° 46.27' |
| Arette | ARE | I.P.G. | 43° 05.15' | 0° 42.02' |
| Madeleine | MAD | I.P.G. | 43° 08.26' | 0° 49.16' |
| Issarbes | ISS | I.P.G. | 43° 01.67' | 0° 47.42' |
| Escot | ESC | I.P.G. | 43° 04.73' | 0° 34.44' |
| Soulou | SOU | I.P.G. | 43° 08.44' | 0° 44.85' |

central situado en Arette.

Las estaciones analógicas con registro magnético pertenecían al Instituto de Física del Globo de Estrasburgo y disponían de sismómetro con las 3 componentes. Los equipos MEQ 800 eran de las características generales descritas en el Capítulo I y proporcionaron los datos utilizados en este estudio. Los registros se realizaron en papel ahumado y la velocidad del tambor fue siempre de 120 mm por minuto. El contraste de los relojes de todas las estaciones se realizó por comparación con la emisora suiza H.B.G.

La tabla 3.3 recoge las coordenadas de los emplazamientos cuya localización geográfica puede verse representada en la figura 3.8.

3.4.2. ZONA DE LORCA

Los datos correspondientes a la zona de Lorca fueron obtenidos en una campaña de microsismicidad que tuvo lugar en el año 1977, desde el 2 de Mayo hasta el 2 de Agosto. Esta campaña fue realizada mediante una red de cinco sismógrafos portátiles MEQ 800 cuyos emplazamientos aparecen resumidos en la tabla 3.4 y representados en la figura (3.9). Los registros se realizaban en forma analógica, sobre papel con plumilla de tinta, y la velocidad del registrador se mantuvo constante en 120 mm/minuto. Es importante señalar que la estación CAB estaba dotada de geófono en lugar de sismómetro y únicamente ha sido empleada en el proceso de localización, por no ser fiable la curva de respuesta en amplitudes.

El control horario fue realizado por contraste con las emisoras H.B.G. y D.C.F.

En el transcurso de la campaña, a las 10h 49m del 6 de Junio tuvo lugar en la zona de estudio un sismo con magnitud 4.8 claramente sentido en toda el área próxima y cuyo epicentro fue

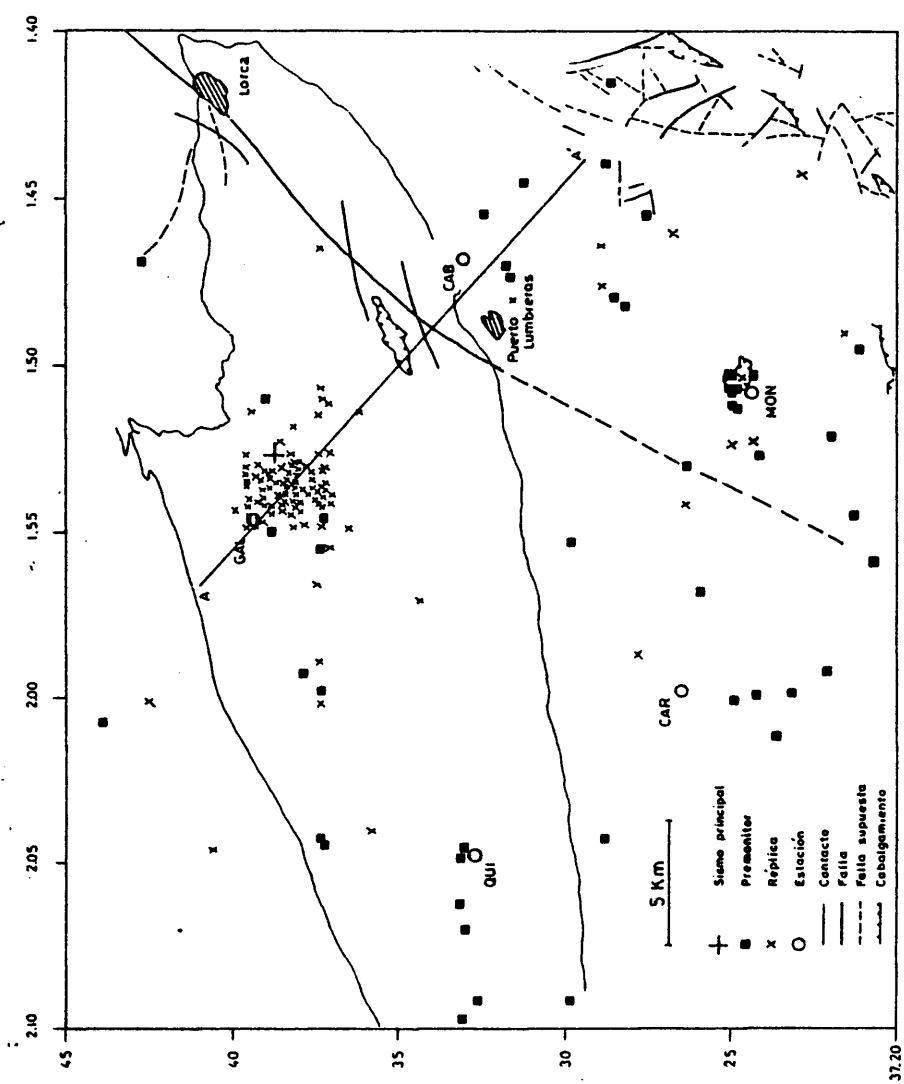


Fig. 3.9. Localización de las estaciones utilizadas y los sismos detectados en la Campaña de Lorca.

localizado en un punto muy cercano a una de las estaciones de la red. Una larga secuencia de réplicas se prolongó durante más de un mes y al menos 115 de ellas pudieron ser registradas en un mínimo de 4 estaciones. Unicamente 3 sismos de esta serie, -ocurridos en Junio los días 6 (16h 00m), 7 (07h 54m) y 9 (08h 17m)- fueron sentidos por la población de las áreas más próximas.

T A B L A 3.4.

EMPLAZAMIENTO DE LAS ESTACIONES UTILIZADAS EN LA CAMPAÑA DE
LORCA, 1977

| NOMBRE | CODIGO | LATITUD NORTE | LONGITUD OESTE |
|------------|--------|---------------|----------------|
| Gallegos | GAL | 37º 39.33' | 1º 54.90 |
| Cabezo | CAB | 37º 33.10' | 1º 47.10 |
| Quimeras | QUI | 37º 32.93' | 2º 04.83 |
| Carril | CAR | 37º 26.45' | 1º 59.83 |
| Montesinos | MON | 37º 24.58' | 1º 50.61 |

3.4.3. ZONA DE GRANADA.

El estudio de la zona de Granada ha sido realizado mediante los registros obtenidos con una estación MEQ 800 emplazada en las proximidades de la Sierra de Alfacar (37º 15.45 N 3º 31.36 W), a unos 10 Km. al norte de la ciudad de Granada. Los sismos estudiados constituyen una selección de los registrados a lo largo de 1979, año en el que fue posible detectar con la red permanente más de 40 terremotos locales. Los registros se reali-

zaron en papel ahumado y con velocidad variable de 60 mm/minuto y 120 mm/minuto.

3.5. RESULTADOS DE ESTOS ESTUDIOS.

3.5.1. ZONA DE ARETTE.

La actividad sísmica durante el desarrollo de la campaña fue poco intensa y con fenómenos de pequeña magnitud, pero el elevado número de estaciones utilizadas y la variedad de formas de registro disponibles han permitido un mejor aprovechamiento de los datos obtenidos. El conjunto de la información, y parte de la ofrecida por las campañas "Lourdes 1977" y "Arudy 1980" realizadas en zonas inmediatas-, ha sido estudiada por T. Modiano en 1980. Igualmente Gagnepain et al. (1980) presentaron un detallado estudio del mecanismo de los terremotos más importantes localizados en la experiencia "Arette 78". También se posee un buen conocimiento de la estructura de la corteza en la zona proporcionada por las campañas de perfiles sísmicos realizadas en 1976 y 1978 (Gallart, J. 1981). Estos trabajos, al tiempo que evitan la realización de nuevos estudios, constituyen un punto de referencia y de contraste para nuestro método.

La localización de los sismos registrados durante la campaña ha sido realizada mediante el programa HYPO 71 con una relación V_p/V_s igual a 1.76 y un modelo de velocidades de 2 capas de estas características:

| <u>Velocidad Km/s</u> | <u>Espesor (Km)</u> |
|-----------------------|---------------------|
| 5.5 | 5.000 |
| 6 | ∞ |

De esta manera se ha determinado el hipocentro y la hora origen de más de 110 sismos detectados durante la campaña. Las

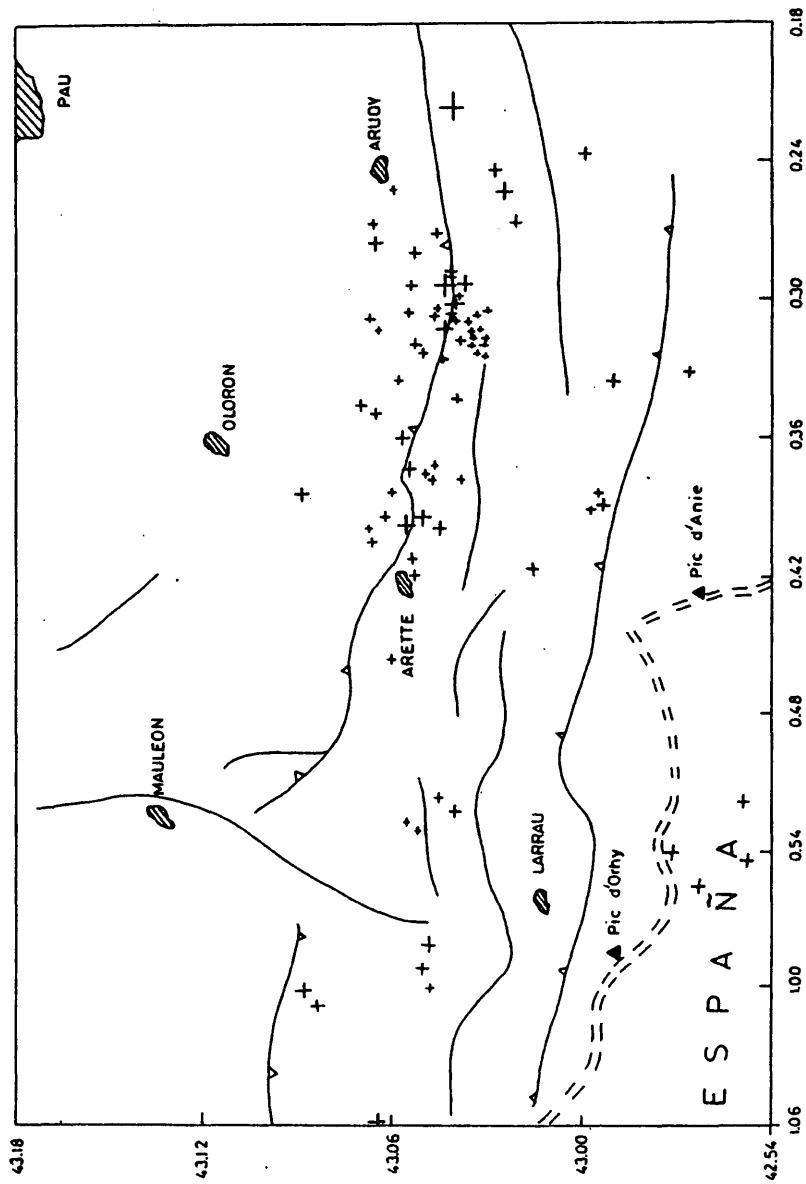


Fig. 3.10. Localización de los sismos detectados en la campaña "Arette 78".

profundidades encontradas han sido variables pero con un claro predominio de valores muy bajos. Sin embargo, la presencia de sismos localizados a profundidades próximas a 20 Km. permite pensar que las líneas de fractura visibles están vinculadas con accidentes mayores y todavía activos de la corteza a lo largo de la zona Norpirenaica (Gagnepain et al. 1980).

La distribución de los epicentros concentra la actividad sísmica en una franja de 10 Km. de anchura que se extiende de E a W con una ligera inclinación hacia el Sur en las proximidades de Lourdes. También puede apreciarse una sismicidad más difusa al Sur de la región de Arette. Un estudio más detallado hace ver que muchos sismos no guardan relación con accidentes geológicos conocidos, lo que avala las conclusiones deducidas del estudio de las profundidades e induce a pensar en la existencia de muchos accidentes pequeños o en un solo accidente más extenso y complejo. Las magnitudes locales de estos sismos han sido calculadas en función de la duración, considerada ésta como el tiempo transcurrido desde la llegada de la onda P hasta el punto en que la señal vuelve a confundirse con el ruido. La fórmula utilizada fue:

$$M_1 = -0.87 + 2.00 \log \Delta + 0.0035 \Delta \quad (3.1)$$

que es la adaptación de la expresión general (1.6) obtenida por Lee y Lahr para los sismos de California y que proporciona valores más altos que los obtenidos con otras versiones de la misma expresión. Puede existir, por tanto, un error sistemático de sobrevaloración. En la tabla (4.1) se indican los resultados finales obtenidos para los sismos utilizados en el análisis de codas, promediando el valor obtenido por (3.1) en cada estación. En dicha tabla se recogen también otros parámetros de interés para el estudio que se realizará en el Capítulo siguiente.

La determinación de los mecanismos focales, objetivo principal de la experiencia "Arette 1978", se vio dificultada por la escasa y débil actividad sísmica registrada. Sin embargo, fue posible deducir 23 soluciones focales fiables, que unidas a la información obtenida a partir de las otras campañas citadas, permiten apreciar la existencia de una gran diversidad de orientaciones e inclinaciones en los esfuerzos actuantes. En síntesis puede afirmarse que la zona de Arette-Lourdes, está sometida a la acción de numerosas y pequeñas fallas activas, avivadas por el movimiento relativo de la placa euroasiática con el bloque ibérico citado anteriormente. Estas conclusiones serán confirmadas, o revisadas, cuando se investigue la información obtenida en la experiencia "Arudy 1980" que permitirá realizar numerosos mecanismos focales.

Por último, conviene señalar que la obtención de registros en cinta magnética tanto en forma analógica -estaciones de Estrasburgo- como numérica -estaciones de la red permanente-, ha permitido calcular el espectro del desplazamiento del suelo correspondiente a muchos de los sismos detectados. A partir de estos espectros ha sido posible evaluar algunos parámetros focales de gran interés como el momento sísmico, la dimensión del foco y la caída de esfuerzos. En concreto, la relación de los momentos sísmicos hallados, será particularmente útil en nuestro trabajo al proporcionarnos un término de comparación para los resultados deducidos mediante el estudio de la coda. En el capítulo siguiente se detallarán estos aspectos.

3.5.2. ZONA DE LORCA.

Las variaciones en la actividad sísmica permiten distinguir 3 fases en el transcurso de la campaña de Lorca. La primera se extiende desde su inicio, el 2 de Mayo, hasta el 6 de Junio, fecha en que tuvo lugar el sismo principal ya citado en el Capítulo I. Esta primera etapa se caracteriza por una actividad moderada que produjo alrededor de 1 sismo/día.

La segunda fase abarca los días 6-11 de Junio y se caracteriza por una gran actividad localizada en el entorno de la falla de Alhama de Murcia. Fue posible detectar más de 30-50 sismos/día, de los que 82 fueron localizados en el área citada, registrándose al menos en 4 estaciones.

Por último hay que señalar una tercera etapa que llega hasta la finalización de la campaña el 2 de Agosto. En ella, la actividad sísmica decrece paulatinamente hasta hacerse idéntica a la de la primera fase.

La localización hipocentral de los sismos detectados ha sido realizada con el mismo programa que en el caso de los Pirineos. La relación V_p/V_s , deducida a partir del diagrama de Wadati, ha sido 1.72. El modelo de corteza empleado tiene cuatro capas con las siguientes características:

| <u>Velocidad (Km/s)</u> | <u>Espesor (Km)</u> |
|-------------------------|---------------------|
| 4.670 | 2.000 |
| 6.000 | 13.000 |
| 7.140 | 15.000 |
| 8.180 | ∞ |

Este modelo fue elegido después de repetidos ensayos con 6 distribuciones diferentes de velocidad (Fig. 3.11), escogidas a la luz de los resultados obtenidos en los perfiles sísmicos Cartagena-Adra y Cartagena-Cádiz realizados en 1974 y 1975 (Banda y Ansorge, 1980). Estas distribuciones de velocidad fueron ensayadas con $V_p/V_s = 1.72$ y $V_p/V_s = 1.78$ y profundidades iniciales, h , de 3, 5 y 8 km., eligiéndose, finalmente, los valores $V_p/V_s = 1.72$ y $h = 5$ Km. En el Anexo se incluye la relación de los sismos detectados en la campaña de Lorca y las localizaciones

obtenidas bajo estas circunstancias.

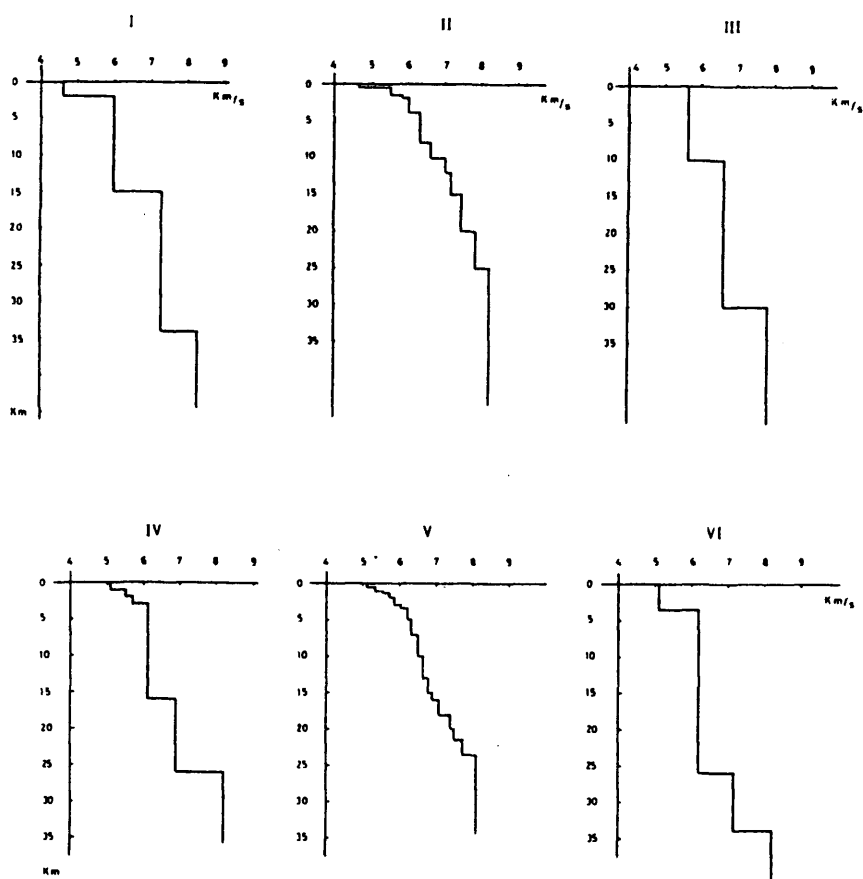


Fig. 3.11. Esquema de los distintos modelos de corteza ensayados en el estudio de la Campaña de Lorca.

Conviene tener en cuenta que el control de la profundidad con el programa HYPO 71 es poco preciso cuando, como en el caso de Lorca, el número de estaciones es pequeño. Esta circuns-

tancia permite desconfiar de la localización de sismos a una profundidad de 5 Km, apreciable en la figura (3.12), ya que este fue el valor introducido en el cálculo. Esta misma figura -que representa la distribución de profundidades focales a lo largo del perfil A A' para los 50 sismos mejor localizados- permite suponer en la falla un buzamiento de 45º, hipótesis que será confirmada con la solución del mecanismo focal descrita más adelante. (Cfr. Fig. 3.9).

La evaluación de las magnitudes ha sido realizada mediante la expresión

$$-2.10 + 2.89 \log \tau + 0.0014 \Delta = M_L \quad (3.2)$$

que es una particularización de la fórmula general (1.6) determinada para la zona de Lorca a partir de la versión de Lee et al. (1972). Para obtenerla se ha efectuado un ajuste por mínimos cuadrados de la relación

$$M_L = a + b \log \tau + 0.0014 \Delta$$

tomando como datos de M_L las magnitudes del sismo principal y de los sismos 16, 34 y 63 de su serie de réplicas, (ver Anexo I), calculadas mediante la relación de Amplitud-Período a partir de los registros obtenidos en el Observatorio de Toledo. Como valores de τ han sido utilizadas las duraciones medidas en los registros de esos mismos terremotos obtenidos por la red de microsismicidad. También han sido consideradas las distancias epicentrales correspondientes a esos mismos sismos; sin embargo, dado el pequeño valor de su coeficiente, -recomendado así para el área europea-, su influencia en el cálculo ha sido prácticamente nula.

El ajuste ha permitido atribuir a los coeficientes los valores que aparecen en (3.2). El coeficiente de determinación correspondiente ha sido $r^2 = 0.97$.

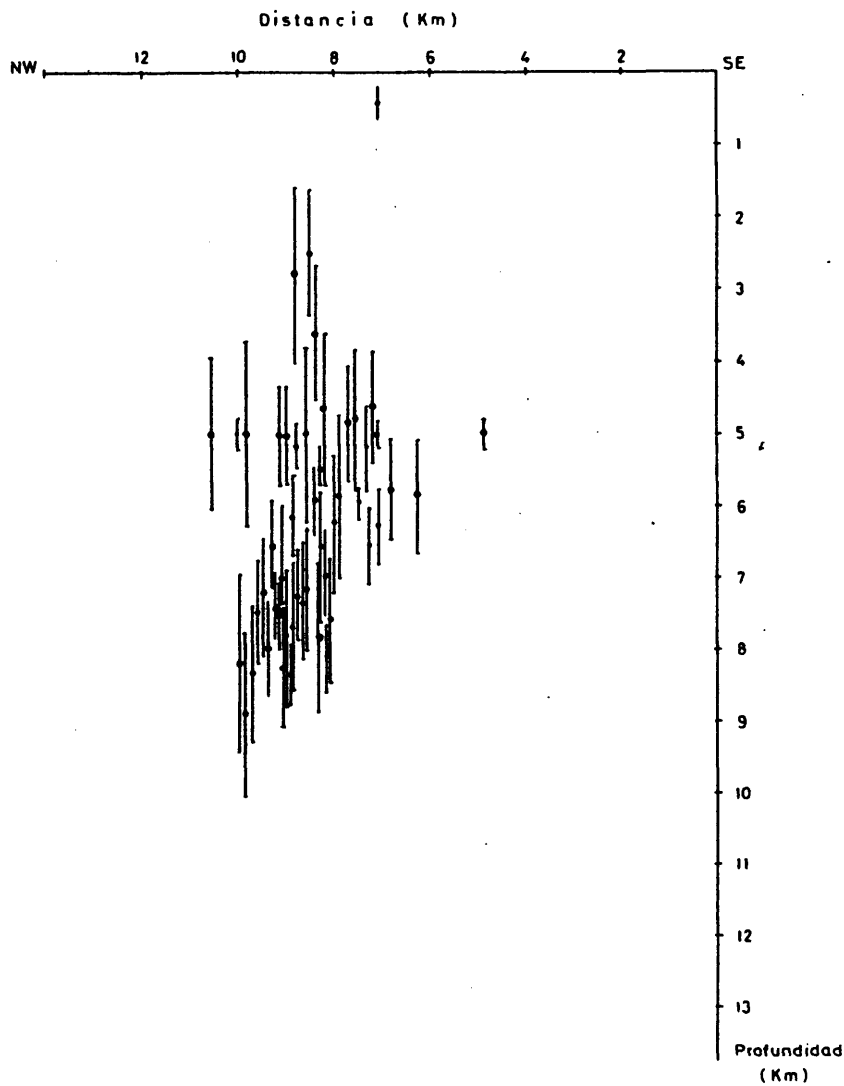


Fig. 3.12. Distribución de profundidades focales según el perfil A A' de la figura 3.9. Las distancias han sido medidas a partir de la falla.

La localización de los hipocentros y la determinación de las magnitudes han sido aplicadas con particular cuidado al estudio de la serie de réplicas del sismo principal. De esta manera, mediante el análisis de 115 sismos, ha sido posible poner de relieve la vinculación de la actividad sísmica con los accidentes tectónicos principales (Fig. 3.9) y estudiar con más detalle la relación frecuencia-magnitud. Este último aspecto ha sido abordado determinando el correspondiente valor de b en la relación de Gutenberg y Richter (Fórmula 1.1). El resultado obtenido, $b = 0.67$, es coherente con el grado de fracturación de la zona y señala una variación pequeña respecto de $b = 0.58$, valor correspondiente a los 58 sismos anteriores al terremoto principal (Cfr. Fig. 3.13 y 3.14). El pequeño nivel de la diferencia hallada disminuye la importancia del sismo principal en el proceso de liberación de energía sísmica ocurrido en la zona.

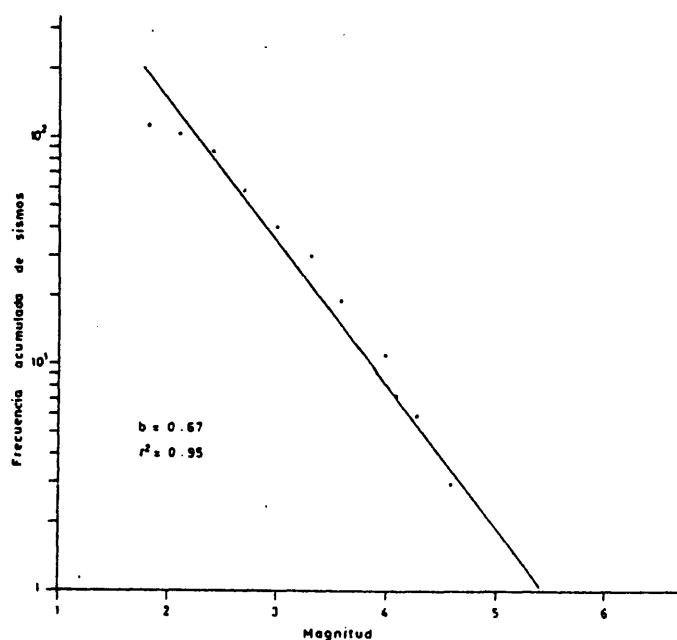


Fig. 3.13. Ajuste magnitud-frecuencia para la serie de réplicas del sismo principal de Lorca (6-6-1977).

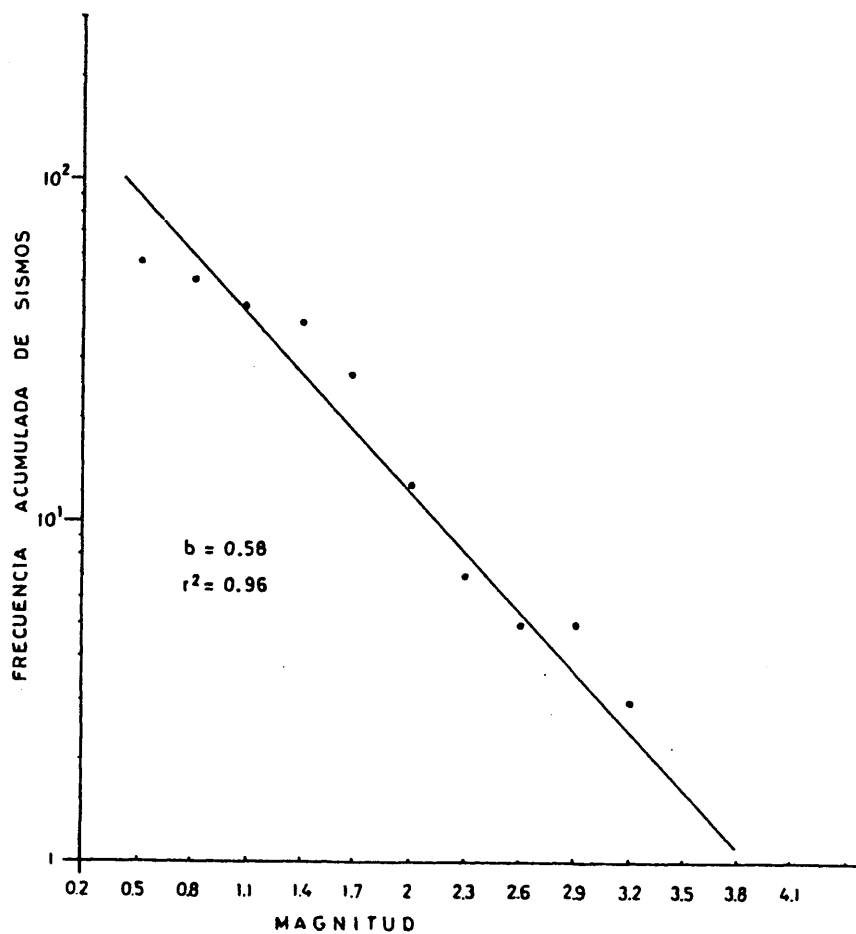


Fig. 3.14. Ajuste magnitud-frecuencia para los sismos anteriores al terremoto principal de la serie de Lorca.

El estudio de esta campaña de microsismicidad ha incluido la determinación del mecanismo del sismo principal y de su momento sísmico. El primero (Mezcua, 1980), ha sido realizado mediante el análisis de la polaridad de las primeras llegadas pertenecientes a 22 estaciones distintas. La figura (3.14) representa la proyección de Schmidt obtenida sobre el hemisferio focal inferior.

El eje de Tensión resultante, T, posee un azimut de 140° y una inclinación de 86° por lo que puede considerarse prácticamente horizontal. Por su parte el eje de Presión, P, tiene 40° de azimut y 23° de inclinación. En conjunto, el mecanismo corresponde a un movimiento de distensión asociado a una falla normal..

El azimut del plano AA' coincide con el de la falla de Alhama de Murcia deducido por observación tectónica (Bousquet, 1978, 1979). El buzamiento que el mecanismo atribuye al plano de falla AA', coincide notablemente con la inclinación del plano delimitado por la serie de réplicas representadas en la figura 3.12.

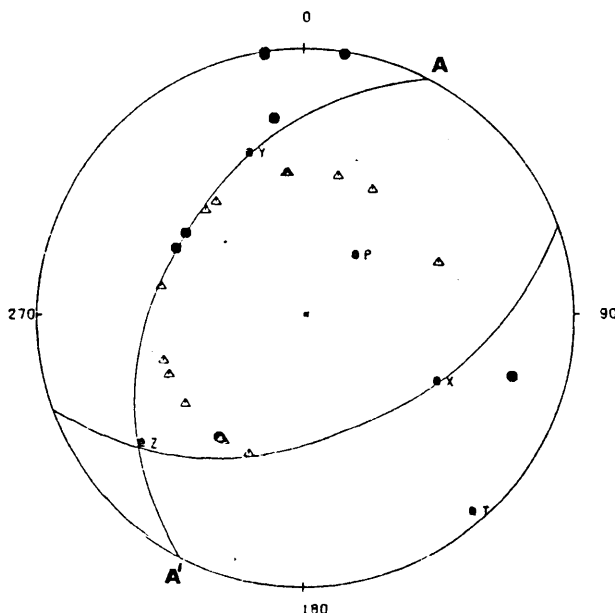


Fig. 3.15. Mecanismo del sismo principal de Lorca.

Por su parte, el análisis espectral de este sismo, realizado mediante el modelo de Brune que se detallará a continuación-, permitió evaluar su momento en $5.71 \cdot 10^{22}$ din.cm. (Herráiz y Mezcua, 1979).

Finalmente, la necesidad de conocer el momento sísmico de alguno de los terremotos utilizados en el análisis de codas, -planteada por el método descrito en el Capítulo anterior-, fue resuelta mediante la determinación del momento correspondiente al sismo de las 8h 17m del 9 de Junio. Para ello se ha podido contar con los registros correspondientes a los Observatorios de la red permanente establecidos en Toledo, Alicante, Almería y Málaga que, previa amplificación y digitalización han sido sometidos al análisis basado en la teoría de Brune. Como es bien sabido, la relación entre los espectros de las ondas sísmicas por una parte, y el mecanismo focal y sus parámetros por otra, ha sido interpretada de formas diferentes según los modelos de Sharpe (1942), Brune (1970) y Savage (1972). En nuestro trabajo se ha empleado el segundo de ellos que es el que hasta ahora ha alcanzado mayor difusión. Fue propuesto por Brune en 1970 para las ondas S y ampliado posteriormente a las ondas P por Hanks y Wyss (1972). El mismo Brune (1971) introdujo una importante corrección que ha sido definitivamente incorporada a su modelo.

La hipótesis de Brune supone que el deslizamiento sucede simultáneamente sobre toda la falla, es decir, con una velocidad de ruptura infinita. Este mecanismo produce en el campo lejano un desplazamiento para las ondas P y S que se ajusta bien al obtenido anteriormente por Berckhemer y Jacob (1968).

La función de desplazamiento de Brune tiene un espectro idealizado que se caracteriza por tres parámetros medibles con relativa facilidad. Estos parámetros, que pueden ser observados en la figura (3.17) son:

- un nivel espectral, Ω_0 , correspondiente a las bajas frecuencias,
- una frecuencia de esquina, f_0
- una caída espectral asintótica que viene regulada por el parámetro ϵ cuyo sentido físico será recordado a continuación.

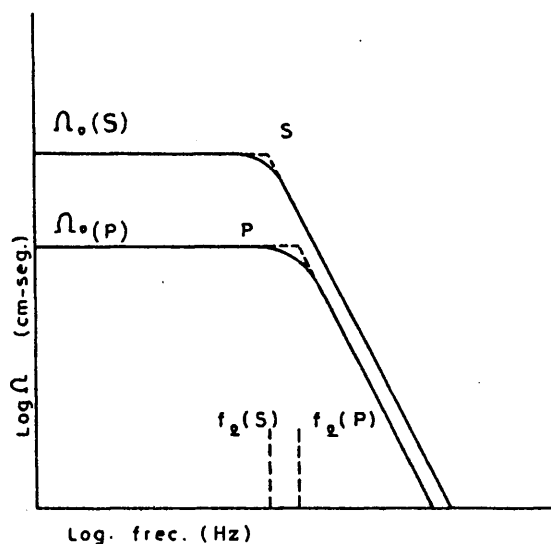


Fig. 3.16. Espectros idealizados de las ondas P y S, correspondientes al modelo de Brune para el caso $\epsilon = 1$ y corregidos de todos los efectos de propagación.

El modelo de Brune vincula Ω_0 con el momento sísmico M_0 ; f_0 con las dimensiones de la falla y ϵ con el cociente entre la caída de esfuerzos y el esfuerzo eficaz.

Las relaciones numéricas establecidas son:

$$M_0 = \frac{\Omega_0}{R(\phi\psi)} 4 \pi \rho R v^3 \quad (3.3)$$

siendo

M_0 : Momento sísmico

Ω_0 : Nivel espectral de bajas frecuencias

$R(\phi\psi)$: Factor de radiación

ρ : Densidad

R : Distancia hipocentral

v : Velocidad de la onda considerada

$$r = \frac{2.34 v}{2 \pi f_0} \quad (3.4)$$

siendo

r : Radio de la falla supuesta circular

v : Velocidad de la onda considerada

f_0 : Frecuencia de esquina.

$$\epsilon = \frac{\Delta \sigma}{\sigma_{ef}} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_f} \quad (3.5)$$

donde

σ_1 : Esfuerzo de cizalla antes de la ruptura

σ_2 : Esfuerzo de cizalla después de la ruptura

σ_f : Esfuerzo medio de fricción durante la ruptura.

El mismo modelo permite obtener la caída de esfuerzos " a partir del momento y el radio ya calculados. La expresión es:

$$\Delta \sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (3.6)$$

Estas relaciones fueron establecidas teóricamente para ondas S y para el campo lejano. Como ya se ha mencionado más arriba, la ampliación a las ondas P fué realizada por Hanks y Wyss (1972). La experiencia ha puesto de relieve que, en muchos casos, el empleo de este tipo de ondas proporciona mejores resultados por no verse contaminadas con llegadas anteriores y ser menos sensibles a la atenuación anelástica.

La extensión de este análisis al campo local ha sido llevada a cabo eficazmente por distintos autores (Tucker y Brune, 1975; Peppin, 1976; Masuda y Takagi, 1978). En el caso de Lorca, su aplicación al sismo principal permitió obtener los siguientes resultados:

$$M_0 = 5,71 \cdot 10^{22} \text{ din.cm}$$

$$r = 3.2 \text{ Km.}$$

El valor del radio medio ha sido evaluado nuevamente a partir de las réplicas del sismo principal relocalizadas en este trabajo. Como es bien sabido, el área de la falla, calculable por la expresión

$$A = L \cdot d \quad (3.7)$$

donde

L = Longitud de la falla

d = Extensión en profundidad de la falla,

puede ser también evaluada a partir de las réplicas cuando, como es el caso de Lorca, éstas han sido localizadas con suficiente precisión. Considerando la distribución puesta de relieve en las figuras (3.9) y (3.12), se puede atribuir a la zona activa de la falla una profundidad de 2-10 Km. y una anchura de 5 Km. De esta

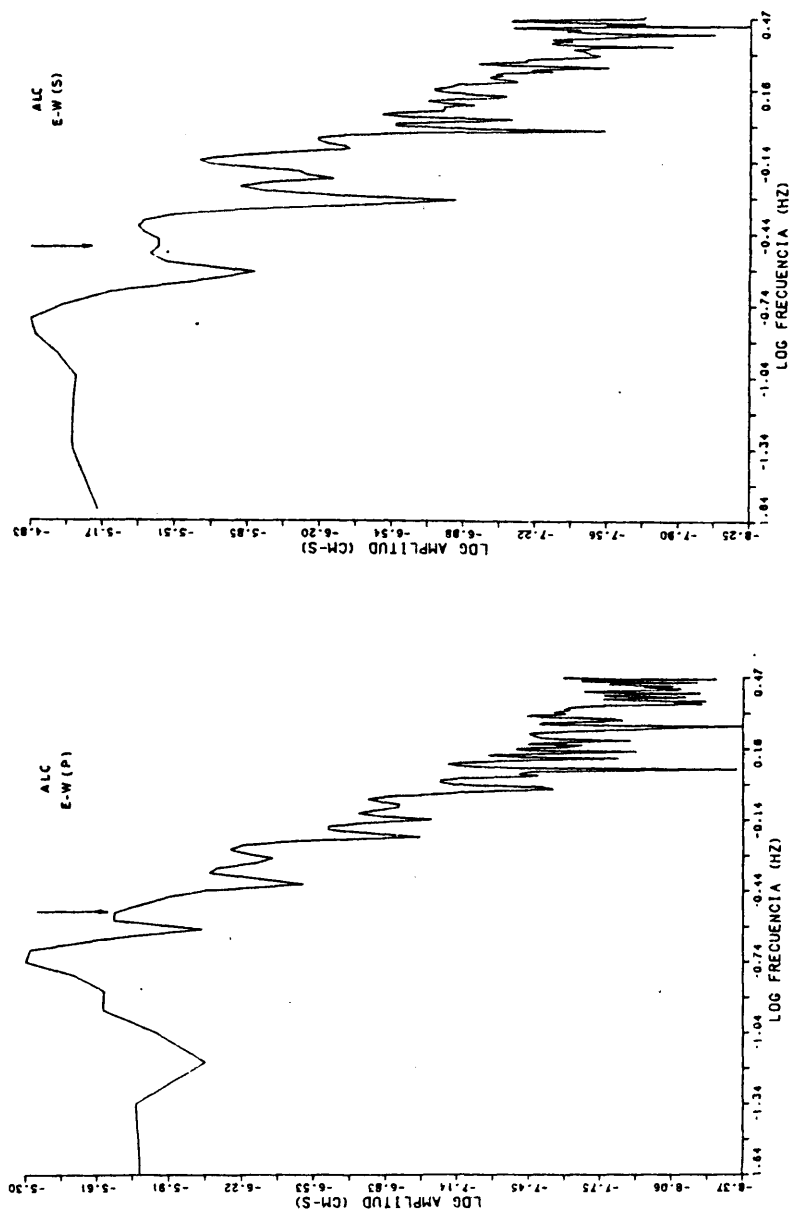


Fig. 3.17. Espectros del terremoto ocurrido en Lorca a las 8h 17m 22 seg. del 9 de Junio de 1977, obtenidos a partir de registros pertenecientes a la estación de Ali-cante.

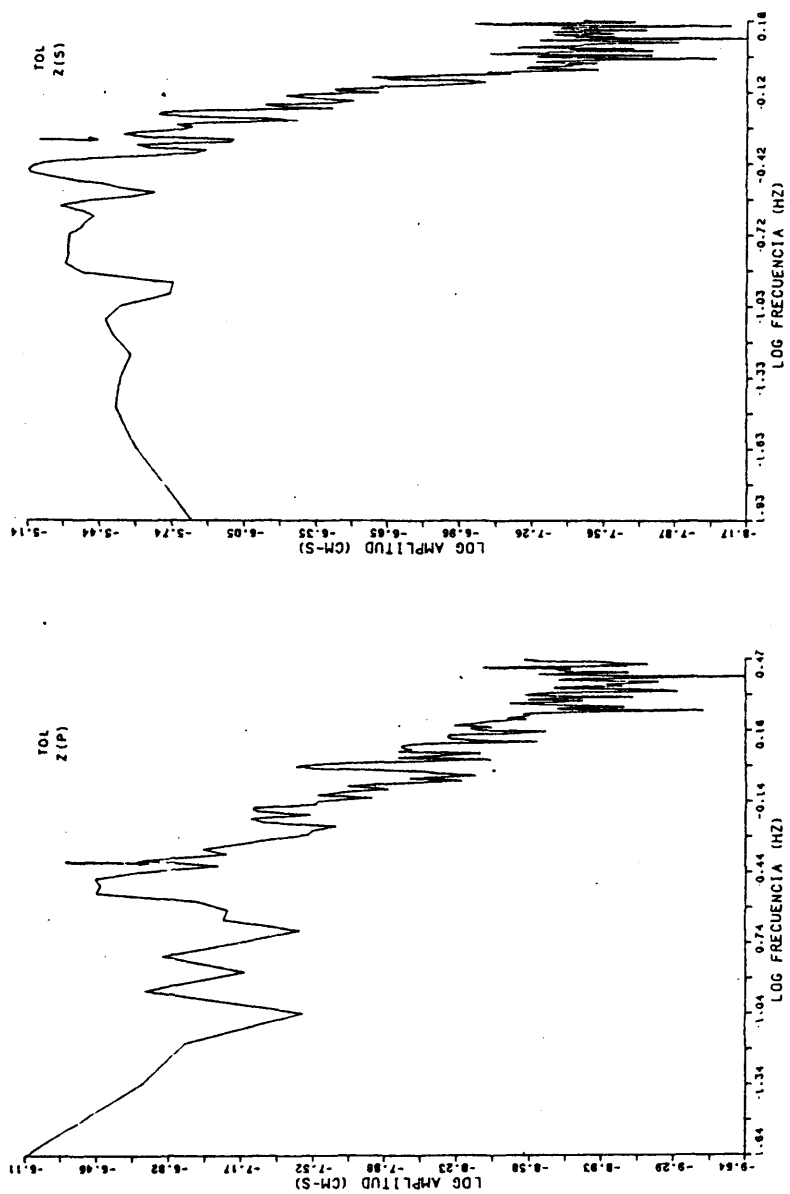


Fig. 3.18. Espectros del sismo ocurrido en Lorca a las 8h 17m 22seg. del 9 de Junio de 1977, obtenidos a partir de registros pertenecientes a la estación Toledo.

manera el área puede ser estimada en 56 Km^2 , lo que, suponiendo la falla circular, proporciona un radio de 4.2 Km. Este resultado coincide notablemente con el obtenido mediante el análisis espectral.

La elección de los parámetros necesarios para la aplicación del método de Brune ha sido realizada en este trabajo siguiendo las recomendaciones presentadas por D. Prochazkova en la 17ª Asamblea de la Comisión Sismológica Europea (Budapest, 1980). El espectro ha sido calculado mediante un programa que utiliza la Transformada Rápida de Fourier. Este programa incluye también el empleo de un filtro de frecuencia y una ventana de Hamming y permite corregir la influencia de aparato registrador.

Como resultado de la aplicación de este método a un total de 7 registros del sismo elegido, obtenidos en los Observatorios de Alicante, Toledo y Almería, ha sido posible valorar su momento en $2.81 \cdot 10^{20} \text{ din.cm.}$

Las figuras (3.17) y (3.18) recogen algunos de los espectros utilizados para este cálculo.

3.5.3. ZONA DE GRANADA

Los datos pertenecientes a la Zona de Granada han experimentado un tratamiento muy similar a los de Lorca. La localización hipocentral ha sido realizada con el programa HYPO 71 y con datos de la red permanente, lo que acarrea una disminución en la exactitud de las soluciones.

El modelo de corteza utilizado ha sido:

"

| <u>Velocidad (Km/s)</u> | <u>Espesor (Km)</u> |
|-------------------------|---------------------|
| 5.6 | 10.0 |
| 6.6 | 30.0 |
| 7.8 | ∞ |

Para el cálculo de las magnitudes se ha seguido un proceso semejante al caso anterior. En este caso los sismos utilizados en el ajuste han sido 16, obteniéndose los siguientes valores:

$$\begin{aligned} a &= -2.96 \\ b &= 2.86 \\ r^2 &= 0.91 \end{aligned}$$

La ecuación resultante ha sido

$$M_1 = -2.96 + 2.86 \log(\tau) + 0.0014 \Delta \quad (3.8)$$

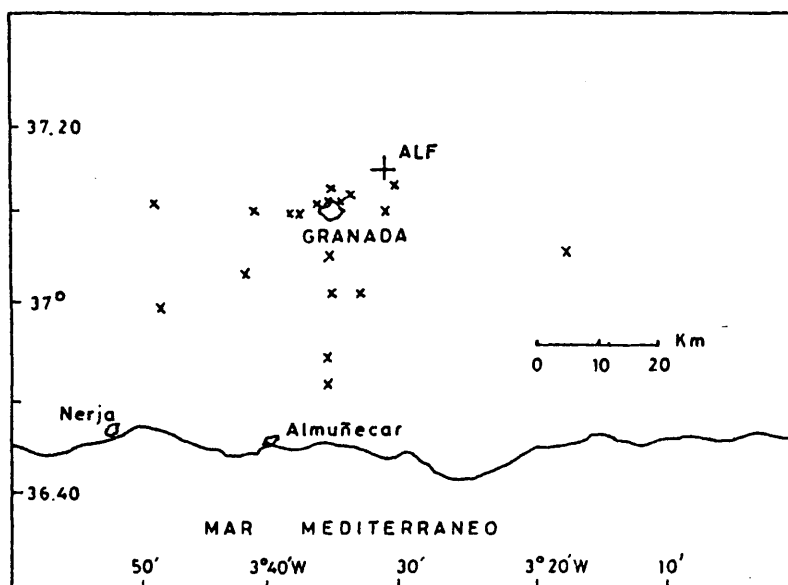


Fig. 3.19. Localización de la estación Alfacar y de los sismos utilizados en el análisis de codas.

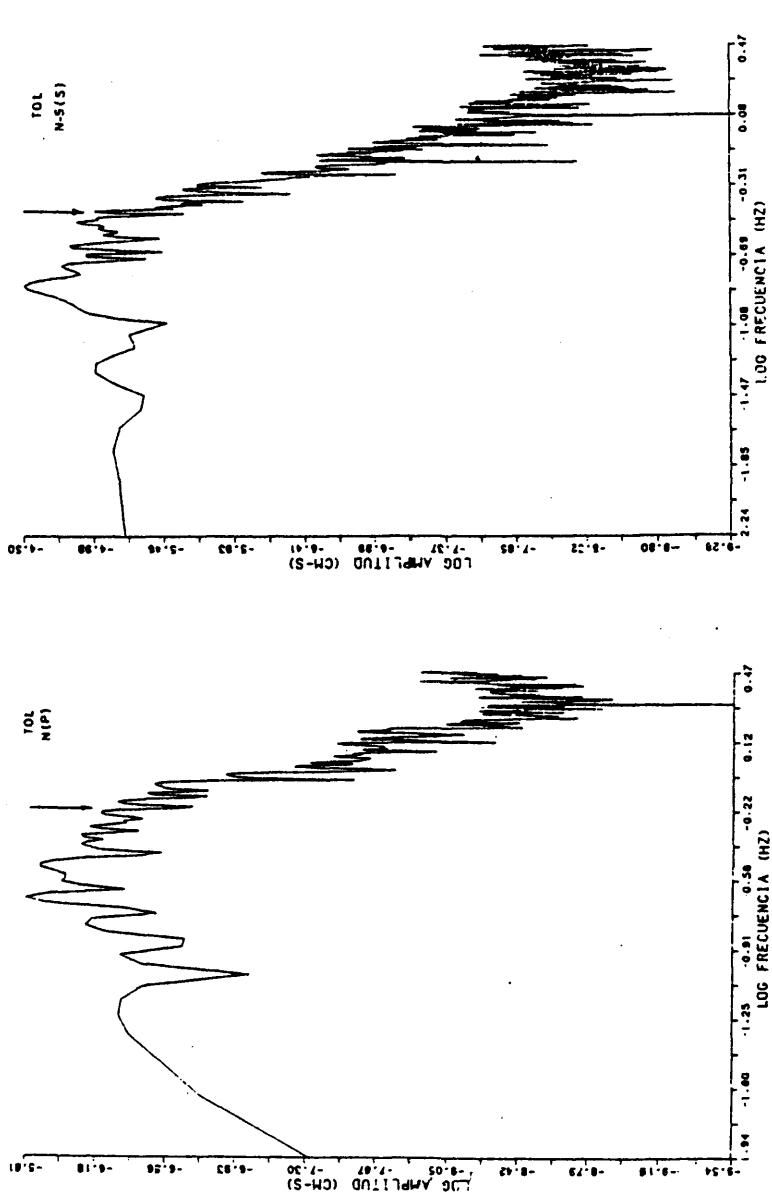


Fig. 3.20. Espectros del sismo ocurrido en Granada a las 21h 43m 18 seg. del 31 de Julio de 1979, obtenidos a partir de registros pertenecientes a la estación de Tole do.

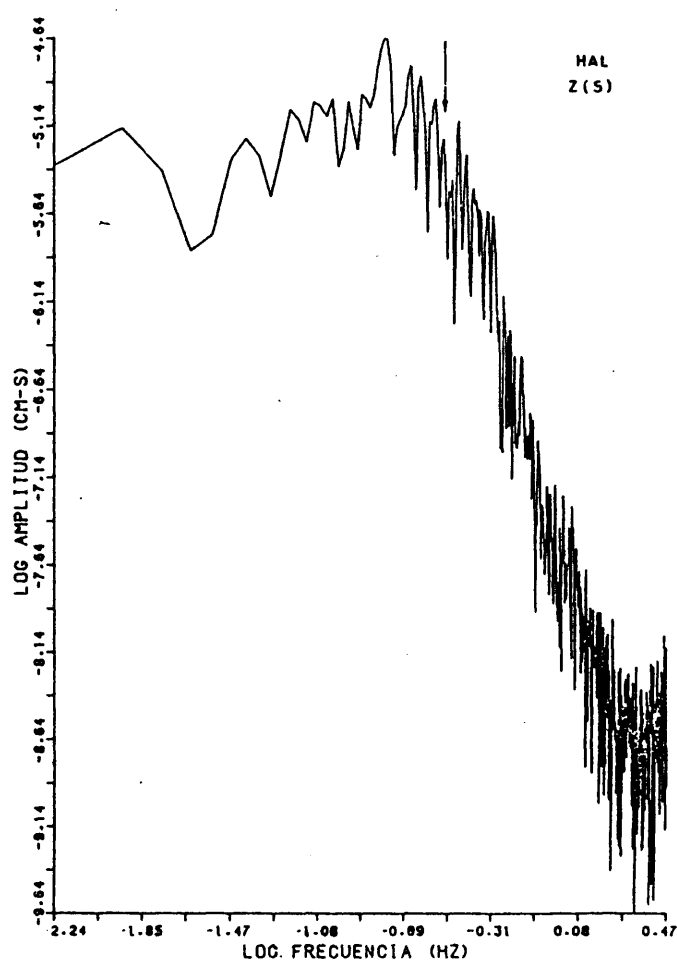


Fig. 3.21. Espectro del sismo ocurrido en Granada a las 21h 43m 18seg. del 31 de Julio de 1979 obtenido a partir de un registro perteneciente a la estación de Málaga.

Por último, la necesidad de conocer el momento de uno de los sismos empleados en el análisis de codas ha sido resuelta determinando el momento del terremoto ocurrido a las 21h 43.18 del 31 de Julio. La aplicación del método de Brune a 7 registros procedentes de los Observatorios de Toledo y Málaga, -algunos de cuyos espectros aparecen en las figuras (3.20) y (3.21)-, ha proporcionado un valor de $6.27 \cdot 10^{20}$ din.s.

3.6. CONCLUSIONES

Los resultados expuestos anteriormente constituyen una muestra real de las posibilidades ofrecidas por una campaña de microsismicidad y confirman las limitaciones comentadas al final del Capítulo I. En efecto, los estudios descritos permiten comprobar que si el número de estaciones es elevado y su emplazamiento correcto, es posible obtener localizaciones fiables capaces de ofrecer información sobre las relaciones entre la actividad sísmica y la tectónica. Igualmente, las magnitudes obtenidas con facilidad a partir de la duración, permiten evaluar la energía liberada sísmicamente. A su vez, la relación entre la magnitud y la frecuencia de los sismos expresada por el parámetro "b" ofrece información sobre la evolución temporal de la sismicidad. Sin embargo, ha sido posible constatar que la aplicabilidad de los datos obtenidos con terremotos muy pequeños disminuye fuertemente cuando se trata de determinar otros parámetros focales como el momento sísmico y la caída de esfuerzos o cuando se desea deslindar la influencia del medio de la del foco. Este problema es debido conjuntamente al tipo de registros y a la característica de los datos utilizados. Cuando, como es nuestro caso, los sismos están registrados analógicamente sobre papel, el contenido de frecuencias elevadas, característico de los microterremotos en campo próximo, imposibilita la digitalización de los sismogramas e impide el análisis espectral. Entonces, y tal como se ha hecho en las campañas de Lorca y Granada, es necesario acudir a registros obte-

nidos en observatorios lejanos. Pero esto solo es posible para un número muy limitado de terremotos, de forma que en el momento sísmico de la mayor parte de los fenómenos detectados permanece sin calcular. Estas dificultades pueden ser superadas en gran medida, utilizando registros numéricos con lo que se elimina la necesidad de la digitalización. Sin embargo, el problema no termina aquí porque la extrema sensibilidad a las irregularidades del recorrido de las ondas de alta frecuencia, hace casi inviable su tratamiento desde un enfoque determinista. Sustituirlo por otro de tipo estadístico implica desplazar la atención hacia la parte final de los sismogramas en la que este enfoque es más aceptable. Esto es lo que hace el análisis de codas, ya presentado en el Capítulo anterior, y que será aplicado, a continuación, a las campañas descritas.

161.

C A P I T U L O I V

APLICACIÓN DEL MÉTODO PROPUESTO

*Rozando duras tinieblas
voy pisando claridades.*

MANUEL ALTOLAGUIRRE.

4.1. INTRODUCCION

En los capítulos precedentes se ha presentado el interés y el alcance de los estudios de microsismicidad, así como su aplicación a tres áreas geográficas concretas. Para superar las limitaciones impuestas tanto por el contenido de frecuencias elevadas, característica peculiar de los sismos locales, como por el tipo de registros disponibles, ha sido propuesto, en el Capítulo II, un método basado en el análisis de codas.

Desarrollada ya la base teórica de este método, se aborda ahora su aplicación encaminada a superar las limitaciones de los procedimientos convencionales comentadas al final del Capítulo anterior. Este proceso se realizará en cada zona con una muestra de sismos cuyos registros satisfacen, al menos en una estación, la exigencia de ofrecer una coda claramente diferenciada. Las tablas 4.1, 4.2 y 4.3, recogen la relación de sismos utilizados en cada zona junto con sus características hipocentrales más importantes.

4.2. ANALISIS INICIAL.

Habiéndose comprobado por diversos autores la validez global del análisis de codas, queda, sin embargo, en cuestión su aplicabilidad a datos registrados analógicamente sobre papel. Dicho problema lleva implícita otra exigencia previa: verificar que este tipo de datos satisface las características generales de las codas descritas en las páginas 25-27 que servían para fundamentar los modelos propuestos. La necesidad de estas consideraciones preliminares puede ser valorada mejor teniendo en cuenta que todos los análisis de codas realizados hasta hoy han utilizado datos registrados en cinta magnética en forma analógica o en forma numérica. En todos estos casos resultaba fácil el paso al dominio de la frecuencia y, por tanto, la obtención de los espectros sísmicos. Igualmente, la posibilidad de someter los registros a di-

T A B L A 4.1

RELACION DE SISMOS PERTENECIENTES A LA CAMPAÑA ARETTE 1978 UTILIZADOS EN EL ANALISIS DE CODAS

| Nº | FECHA | HORA ORIGEN h m s | LATITUD N | EPICENTRO LONGITUD W | PROFUNDIDAD Km. | MAGNITUD |
|----|----------|----------------------|-----------|-------------------------|--------------------|----------|
| 1 | 19-11-78 | 11 32 05 | 43 03 73 | 0 45 95 | 4.54 | 3.33 |
| 2 | 20-11-78 | 07 18 10 | 43 03 72 | 0 45 10 | 4.90 | 2.68 |
| 3 | 21-11-78 | 08 14 05 | 43 03 66 | 0 18 78 | 5.00 | 2.98 |
| 4 | 21-11-78 | 22 07 51 | 43 03 53 | 0 45 16 | 4.84 | 2.10 |
| 5 | 23-11-78 | 09 34 02 | 43 04 70 | 0 59 25 | 8.18 | 2.07 |
| 6 | 23-11-78 | 18 58 23 | 43 03 09 | 0 28 56 | 4.21 | 2.43 |
| 7 | 24-11-78 | 12 46 22 | 42 43 51 | 0 31 18 | 5.00 | 2.26 |
| 8 | 25-11-78 | 15 08 32 | 43 04 04 | 0 30 07 | 4.17 | 2.18 |
| 9 | 27-11-78 | 14 05 33 | 43 04 14 | 0 29 75 | 3.98 | 2.06 |
| 10 | 28-11-78 | 05 07 07 | 43 03 42 | 0 43 79 | 4.15 | 2.14 |
| 11 | 28-11-78 | 15 15 11 | 43 25 93 | 0 36 96 | 14.80 | 2.03 |
| 12 | 1-12-78 | 06 02 23 | 43 04 36 | 0 28 70 | 6.19 | 2.80 |



T A B L A 4.2

RELACION DE SISMOS PERTENECIENTES A LA CAMPAÑA LORCA 1977 UTILIZADOS EN EL ANALISIS DE CODAS

| Nº | FECHA | HORA ORIGEN h m s | EPICENTRO LATITUD N LONGITUD W | PROFUNDIDAD Km. | MAGNITUD |
|----|------------|----------------------|-----------------------------------|--------------------|----------|
| 1 | 6- 6- 1977 | 13 48 01 | 37 36 53 1 54 84 | 15.27 | 2.71 |
| 2 | | 15 49 47 | 37 39 43 1 51 47 | 9.67 | 2.79 |
| 3 | | 17 52 37 | 37 38 92 1 52 98 | 7.70 | 2.92 |
| 4 | | 20 48 20 | 37 38 89 1 54 04 | 7.73 | 2.62 |
| 5 | | 21 10 42 | 37 39 43 1 54 80 | 8.95 | 2.15 |
| 6 | | 21 39 59 | 37 25 64 1 49 47 | 4.27 | 2.79 |
| 7 | | 23 15 13 | 37 38 78 1 53 35 | 6.98 | 2.69 |
| 8 | 7- 6-1977 | 07 54 42 | 37 38 51 1 52 29 | 5.00 | 3.23 |
| 9 | | 16 04 57 | 37 38 56 1 53 71 | 8.31 | 1.91 |
| 10 | | 17 46 01 | 37 39 09 1 54 72 | 8.55 | 2.26 |
| 11 | 8- 6-1977 | 00 48 38 | 37 39 43 1 53 97 | 7.24 | 1.78 |
| 12 | | 02 01 56 | 37 38 60 1 54 01 | 7.31 | 1.83 |
| 13 | 9- 6-1977 | 01 24 12 | 37 39 43 1 53 05 | 7.63 | 2.38 |
| 14 | | 08 17 22 | 37 39 43 1 53 04 | 6.78 | 3.45 |
| 15 | | 11 10 48 | 37 39 43 1 53 36 | 7.43 | 3.09 |
| 16 | 13- 6-1977 | 19 07 32 | 37 37 57 1 53 13 | 3.03 | 2.17 |
| 17 | 18- 6-1977 | 00 01 24 | 37 37 02 1 52 69 | 1.55 | 1.80 |
| 18 | | 12 50 31 | 37 37 67 1 53 57 | 5.00 | 2.35 |
| 19 | 19- 6-1977 | 16 39 26 | 37 38 05 1 52 93 | 4.53 | 1.60 |
| 20 | | 18 49 47 | 37 22 78 1 50 51 | 6.34 | 2.47 |
| 21 | | 20 35 52 | 37 29 29 1 52 61 | 5.00 | 1.68 |
| 22 | 21- 6-1977 | 15 39 24 | 37 27 69 1 58 69 | 5.00 | 1.86 |

RELACION DE SISMIOS PERTENECIENTES A LA ESTACION ALFACAR UTILIZADOS EN EL ANALISIS DE CODAS

| Nº | FECHA | HORA ORIGEN h m s | LATITUD N | EPICENTRO LONGITUD W | PROFUNDIDAD km | MAGNITUD |
|----|------------|----------------------|-----------|-------------------------|-------------------|----------|
| 1 | 20- 1-1979 | 05 53 06.5 | 37 05 00 | 03 17 80 | 1 | 3.56 |
| 2 | 15- 4-1979 | 21 44 15.9 | 37 07 70 | 04 16 50 | 10 | 3.26 |
| 3 | 3- 5-1979 | 21 13 12.8 | 37 10 30 | 03 31 50 | 10 | 3.52 |
| 4 | 18- 6-1979 | 22 46 56.2 | 37 11 50 | 03 35 80 | 10 | 2.82 |
| 5 | 19- 6-1979 | 03 55 52.1 | 37 04 00 | 03 40 00 | 10 | 3.56 |
| 6 | 19- 7-1979 | 22 06 54.9 | 36 59 40 | 03 48 10 | 10 | 3.52 |
| 7 | 30- 7-1979 | 00 55 24.7 | 37 06 10 | 03 35 70 | 10 | 3.90 |
| 8 | 31- 7-1979 | 21 43 18 | 37 04 60 | 03 43 20 | 10 | 3.90 |
| 9 | 3- 8-1979 | 14 04 08 | 37 00 20 | 03 35 70 | 5 | 3.26 |
| 10 | 9- 8-1979 | 11 46 40.3 | 37 28 20 | 03 56 00 | 10 | 2.99 |
| 11 | 9- 8-1979 | 12 47 58.7 | 36 52 90 | 03 35 70 | 5 | 3.34 |
| 12 | 9- 8-1979 | 23 39 25.8 | 36 54 80 | 03 35 70 | 10 | 2.99 |
| 13 | 10- 8-1979 | 01 48 06.0 | 37 11 50 | 03 35 70 | 5 | 2.99 |
| 14 | 12- 8-1979 | 09 16 24.1 | 37 02 80 | 03 33 30 | 5 | 2.88 |
| 15 | 19- 8-1979 | 21 09 59 | 37 11 50 | 03 35 70 | 5 | 2.70 |
| 16 | 19- 9-1979 | 19 33 32.4 | 37 03 00 | 04 00 00 | 10 | 3.45 |
| 17 | 3-10-1979 | 20 49 19.8 | 36 58 70 | 03 26 50 | 5 | 2.76 |
| 18 | 5-10-1979 | 05 29 37 | 37 11 5 | 03 48 70 | 10 | 2.88 |
| 19 | 5-10-1979 | 14 13 01 | 37 10 3 | 03 41 90 | 10 | 2.40 |
| 20 | 25-11-1979 | 01 56 27.8 | 36 50 6 | 03 45 20 | 10 | 3.62 |

ferentes filtros paso-banda permitía introducir la frecuencia como una variable independiente respecto de la cual estudiar el comportamiento de otros parámetros. Comparados con los anteriores, nuestros datos, -registrados sobre papel y con un rango de frecuencias fijo-, presentan unas características tan diferentes que aconsejan verificar en ellos las propiedades de la coda descritas en el Capítulo II antes de iniciar la aplicación del método propuesto. Con este fin han sido realizados los tres estudios preliminares que se describen seguidamente.

4.2.1 ESTUDIO DEL AMORTIGUAMIENTO DE LA AMPLITUD DE LAS CODAS.

El primer estudio tenía por objeto comprobar la existencia de una forma común para la parte final de los registros obtenidos en una misma estación y pertenecientes a sismos distintos. Esta forma común pondrá de manifiesto que, en nuestros datos, el decaimiento de la amplitud con el tiempo satisface las características descritas anteriormente para las codas en general.

El trabajo ha sido realizado, en una primera aproximación, midiendo en el sismograma las amplitudes correspondientes a tiempos sucesivos contados a partir del origen del sismograma. El incremento de tiempo empleado es 1 segundo y cada conjunto de cinco mediciones sucesivas ha sido sustituido por su valor cuadrático medio:

$$\bar{y} = \frac{1}{5} \sum_{i=1}^5 y^2(t + i \Delta t) \quad (4.1)$$

Este valor ha sido asignado al tiempo correspondiente al punto central del intervalo,

$$\bar{y} = \bar{y}(t + 3 \Delta t), \quad (4.2)$$

con lo que se ha obtenido una medida suavizada de la variación de las amplitudes con el tiempo.

Este proceso ha sido aplicado inicialmente a los datos de la campaña de Lorca, habiéndose estudiado 35 sismos que habían sido registrados al menos en dos estaciones. Las figuras 4.1 y 4.2, en las que, por razones de claridad, no se han representado algunos de los fenómenos de menor magnitud, recogen los resultados obtenidos.

Estas gráficas ponen de relieve dos hechos significativos:

- 1º. La existencia de una forma característica en la variación de la amplitud con el tiempo a partir de los 15 segundos posteriores al comienzo del registro. Esta forma es peculiar para cada estación permaneciendo constante para todos los sismos registrados en ella.
- 2º. El ordenamiento de las curvas de acuerdo con la magnitud de los sismos correspondientes.

Como diversos autores han señalado, -Chouet (1976) y Rautian y Khalturin (1978)-, el primer hecho manifiesta que para una estación dada, la variación de la coda con el tiempo es, aproximadamente, independiente de la localización del foco. Esta observación avala la distinción en el espectro de la coda de los dos factores expresados por la fórmula (2.1).

$$P(\omega, t) = F(\omega) C(\omega, t) \quad (2.1)$$

El primero de ellos, $F(\omega)$, expresa la influencia del foco;

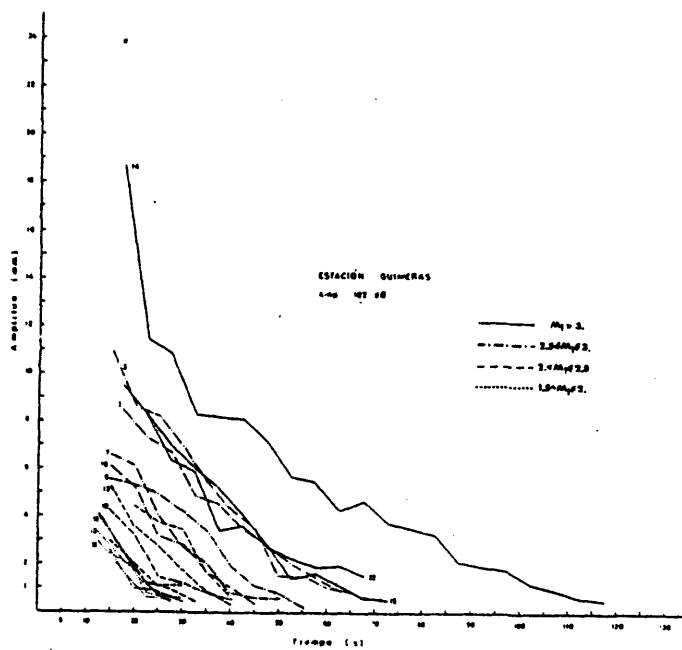
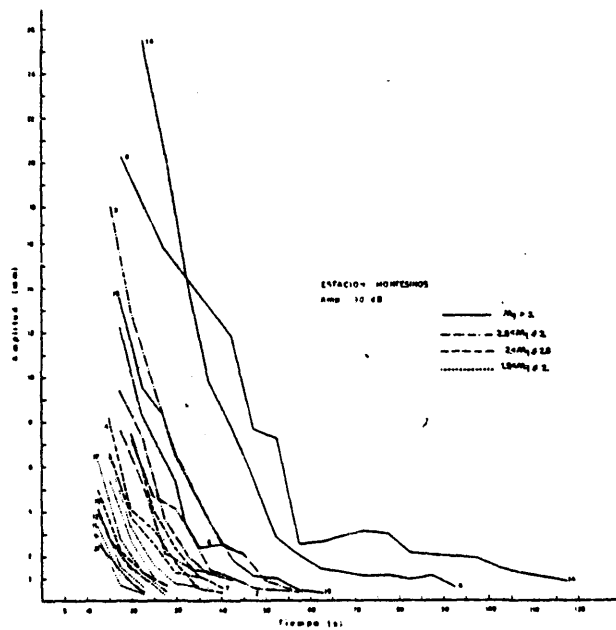


Fig. 4.1. Disminución de la amplitud con el tiempo para los registros de las estaciones MON y QUI.

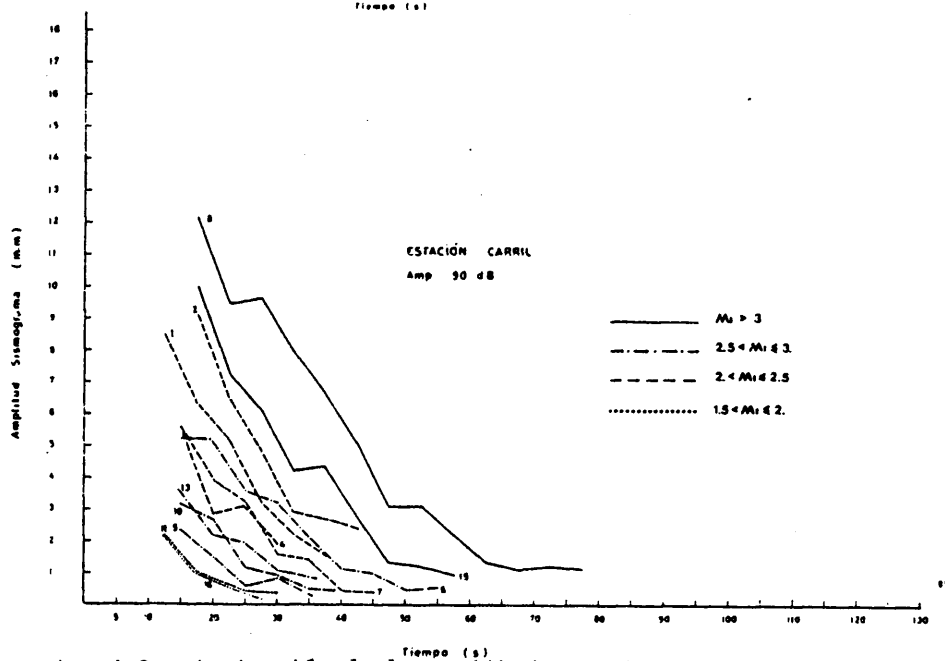
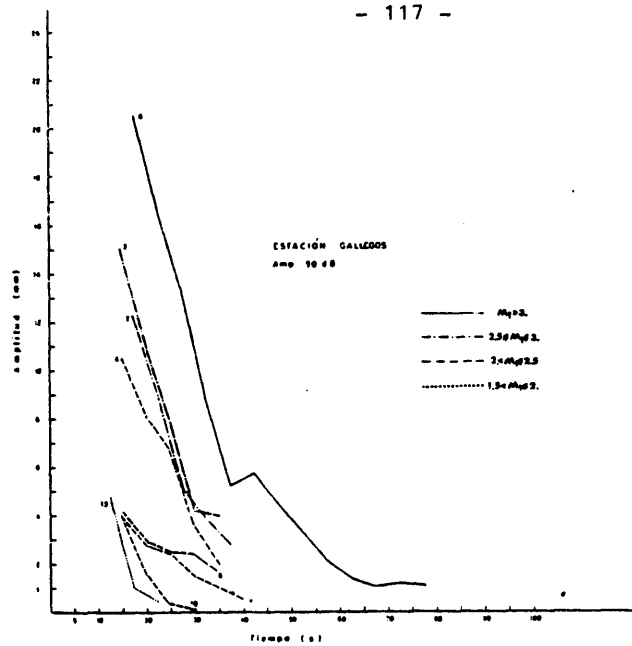


Fig. 4.2. Disminución de la amplitud con el tiempo para los registros de las estaciones GAL y CAR.

El segundo, $C(\omega, t)$, ajusta la coda con el tiempo y resume la acción del medio.

Por otra parte, el segundo rasgo descrito pone de relieve que la influencia de la magnitud -característica del fenómeno en el foco- se limita a modificar el nivel de la curva pero no su forma característica. Este resultado confirma la descomposición comentada anteriormente.

4.2.2. ESTUDIO DE LA FUNCION ACUMULATIVA.

Con objeto de comprobar más rigurosamente las propiedades descritas se ha introducido en un análisis posterior una técnica basada en la comparación de los sucesivos valores cuadráticos medios de las ordenadas, valores que representaremos abreviadamente por RMS. Como se verá enseguida, este método permite objetivar más la obtención del decaimiento y relacionarlo con el conjunto del sismograma.

El parámetro RMS definido con generalidad es:

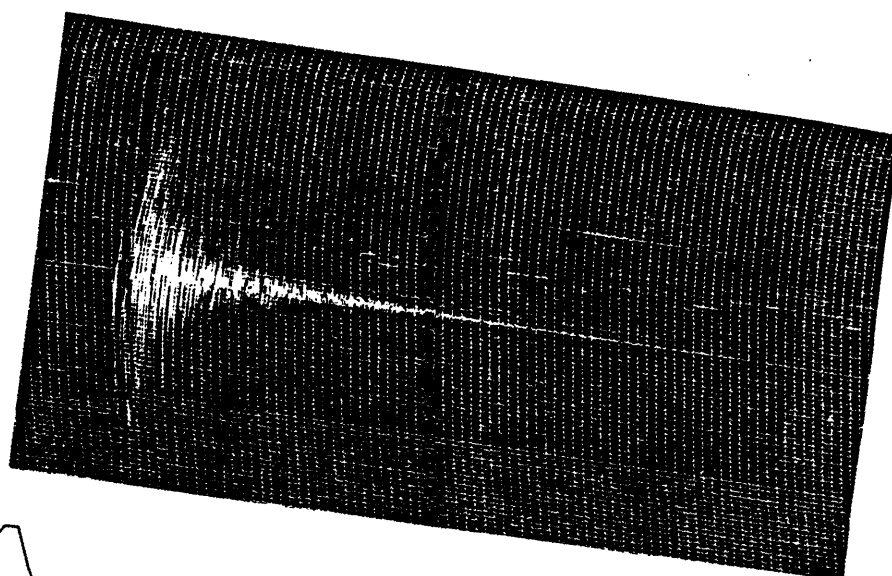
$$RMS = 1/T_d \left| \int_0^{T_d} A^2(t) dt \right|^{1/2} \quad (4.3)$$

siendo $A(t)$ la amplitud medida sobre el sismograma y T_d la duración considerada.

Dado que la energía transmitida por una onda es proporcional al cuadrado de la amplitud, la expresión:

$$E = \int_0^{T_d} A^2(t) dt \quad (4.4)$$

indica la energía acumulada por unidad de masa durante el T_d considerado.



ESTACION ASA
SISMO 12

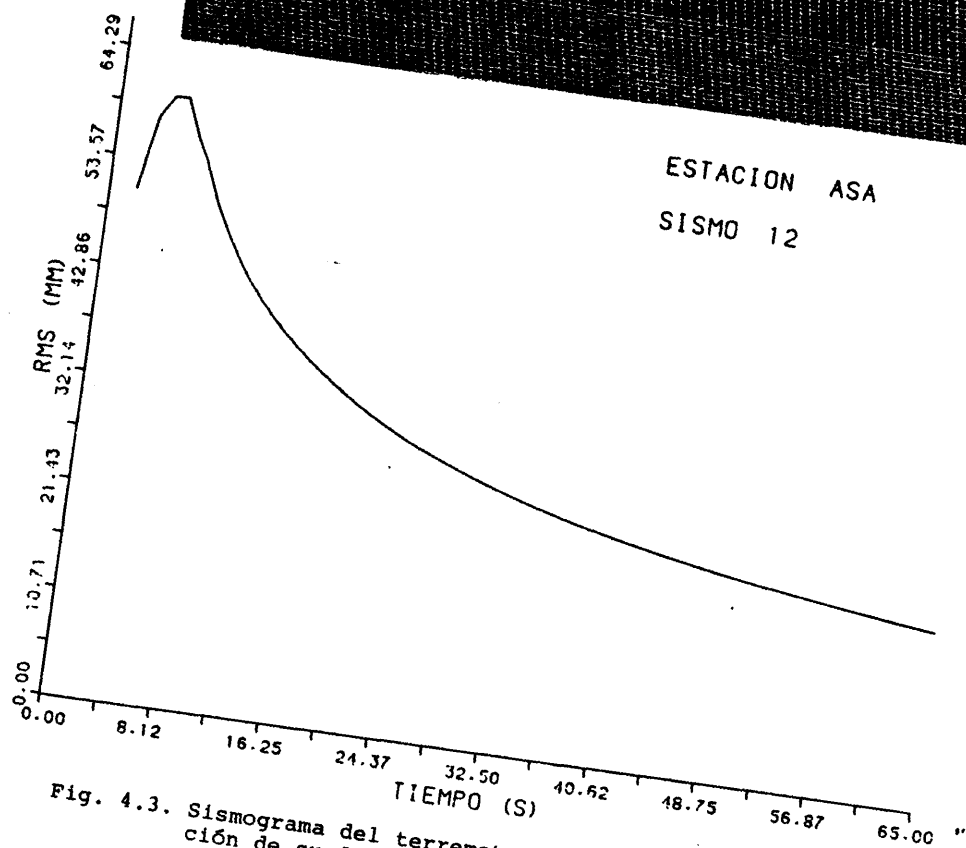


Fig. 4.3. Sismograma del terremoto 12 (Tabla 4.1) y representación de su función acumulativa.

Por tanto

$$\text{RMS} = \frac{1}{T_d} E^{\frac{1}{2}} \quad (4.5)$$

y por ello el RMS constituye una evaluación de la energía actuante sobre el punto donde la estación se encuentra emplazada. Además, dada su dependencia estadística respecto de la longitud del registro, el RMS proporciona información no respecto de un pico sino del conjunto del tren de ondas comprendidas en una duración dada. Por ello constituye un método muy eficaz para evaluar el decaimiento de la coda ya que las irregularidades que puedan presentarse son tenidas en cuenta sin que introduzcan, por ello, una distorsión. Para expresar este decaimiento se construye una nueva función que relaciona la variación del valor cuadrático medio con el tiempo. Esta nueva función, que será llamada "Función acumulativa del RMS", se representará por CRF y puede ser definida como:

$$\text{CRF} = \frac{\sum_{j=1}^n a^2(t_j)}{n-1} \quad n = 2, \dots, L \quad (4.6)$$

donde L es el último valor de t considerado en el registro.

La función acumulada del RMS permite representar con claridad las sucesivas llegadas de impulsos de energía sirviendo para poner de manifiesto en los grandes terremotos la presencia de múltiples rupturas. Este método ha sido también utilizado con éxito para determinar la duración del "Movimiento fuerte" utilizado para el campo próximo en Ingeniería Sísmica (MacCann, 1979).

Igualmente, -como puede comprobarse con la figura (4.3)-, la función acumulativa permite reconstruir el perfil de un registro perteneciente a un terremoto de pequeña magnitud. Este perfil pone de manifiesto los grandes aportes de energía, las posibles saturaciones y, lo que es de particular interés para este trabajo,

el inicio de la coda y la forma de decaimiento que en ella experimenta la amplitud.

Con esta finalidad ha sido aplicado a los registros de distintos terremotos pertenecientes a la zona de Arette. Las figuras (4.4) y (4.5) representan las funciones acumulativas de los sismogramas correspondientes al sismo 2, obtenidas tomando valores de la amplitud cada segundo.

Teniendo en cuenta estas figuras es posible deducir:

- 1º. Las diferencias existentes entre los distintos sismogramas, puestas de relieve en la primera parte de las funciones acumuladas correspondientes, se atenúan al considerar las llegadas posteriores que constituyen la coda.
- 2º. La mayor parte de la energía, representada proporcionalmente por el valor de la ordenada según se deduce de (4.4), corresponde a las primeras llegadas. En el rango de distancias estudiadas, la aportación de energía, transcurridos 10-15 segundos desde el inicio del sismograma, es ya muchísimo menor, tendiendo a anularse rápidamente.
- 3º. El comienzo de la coda en las regiones analizadas puede ser situado objetivamente a los 10-15 segundos después de la primera llegada, zona en la que se inicia el decaimiento en todos los gráficos.

Estas conclusiones en su conjunto, confirman para los datos disponibles las características generales de las codas descritas en el Capítulo II. Sin embargo, con objeto de hacer más completo este estudio preliminar, se ha llevado a cabo también un análisis de la variación de la frecuencia con el tiempo. Este análisis se ha realizado para hacer independiente la aplicabilidad de estos datos del hecho de considerar la función $f_p - t$ deducida por Aki (1969) para el área de California y aplicada posteriormen

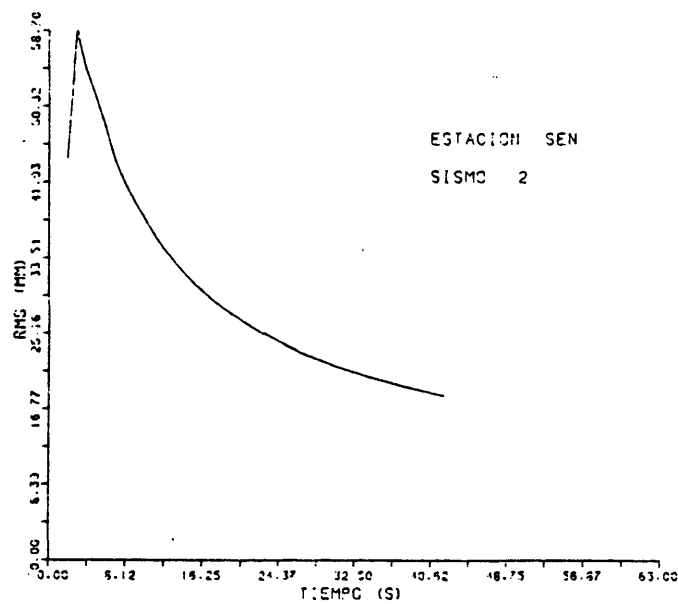
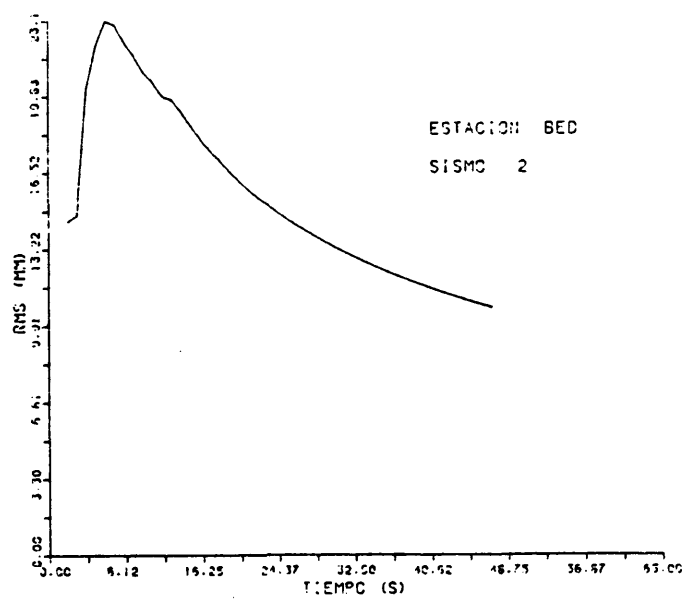


Fig. 4.4. Función acumulativa correspondiente a los registros del sismo 2 (Tabla 4.1) obtenidos en las estaciones BEDOUS Y ST. ENGRACE.

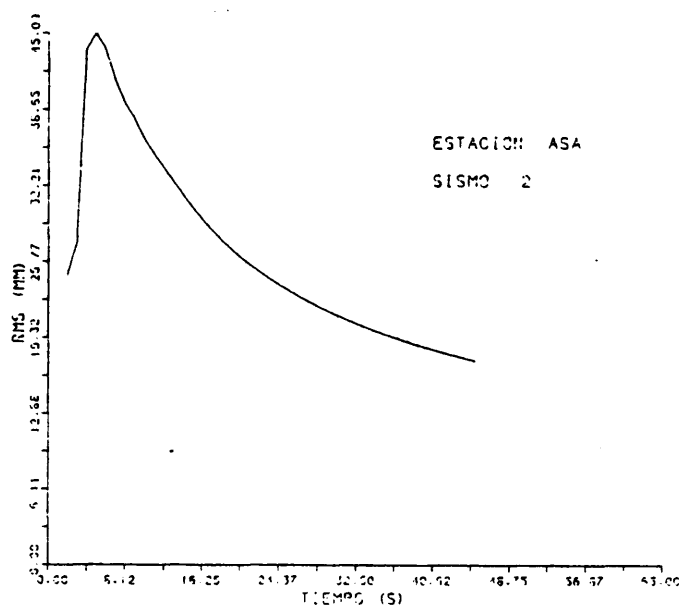
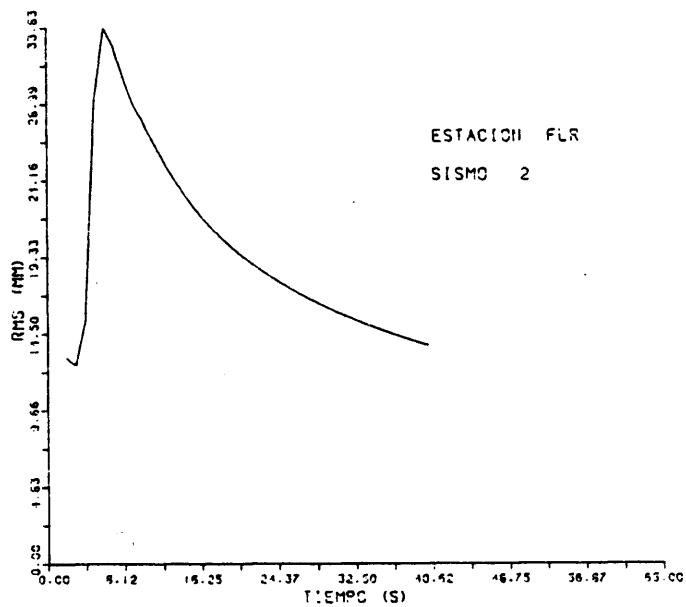


Fig. 4.5. Función acumulativa correspondiente a los registros del sismo 2 (Tabla 4.1) obtenidos en las estaciones FLORENCE Y ASASP.

te por todos los autores.

4.2.3. VARIACION DE LA FRECUENCIA CON EL TIEMPO

La finalidad de este último estudio era comprobar que las frecuencias predominantes en el sismograma varían con el tiempo de acuerdo con expresiones matemáticas sencillas. La existencia de este tipo de relación constituye una de las condiciones para hacer operativa la fórmula (2.90).

La comprobación se ha realizado con datos correspondientes a las Zonas de Lorca y Granada. Con objeto de evaluar las frecuencias predominantes, los sismogramas han sido divididos en intervalos de 5 segundos -Lorca- y 10 segundos -Granada-. Al tiempo correspondiente al punto central se le ha asignado la frecuencia promedio del intervalo. Las frecuencias predominantes así obtenidas, correspondientes a sismogramas de una misma estación, han sido representadas en función del tiempo. Este primer análisis, algunos de cuyos resultados pueden observarse en las figuras 4.6 y 4.7, revela que la relación f_p -t existe y responde a fórmulas sencillas. Este hecho, que como los anteriores será detallado más adelante, constituye un nuevo argumento para sustentar la aplicabilidad del análisis de codas a los microterremotos registrados analógicamente sobre papel.

4.3. APLICACION DEL METODO

Los estudios comentados anteriormente permiten comprobar que en los datos disponibles se cumplen las características descritas por distintos autores como peculiares de la coda. Estas mismas características han servido para fundamentar las investigaciones basadas en el análisis de codas y por ello constituyen una garantía para la aplicación del método propuesto cuya eficacia, sin embargo, solo podrá ser confirmada más adelante.



9

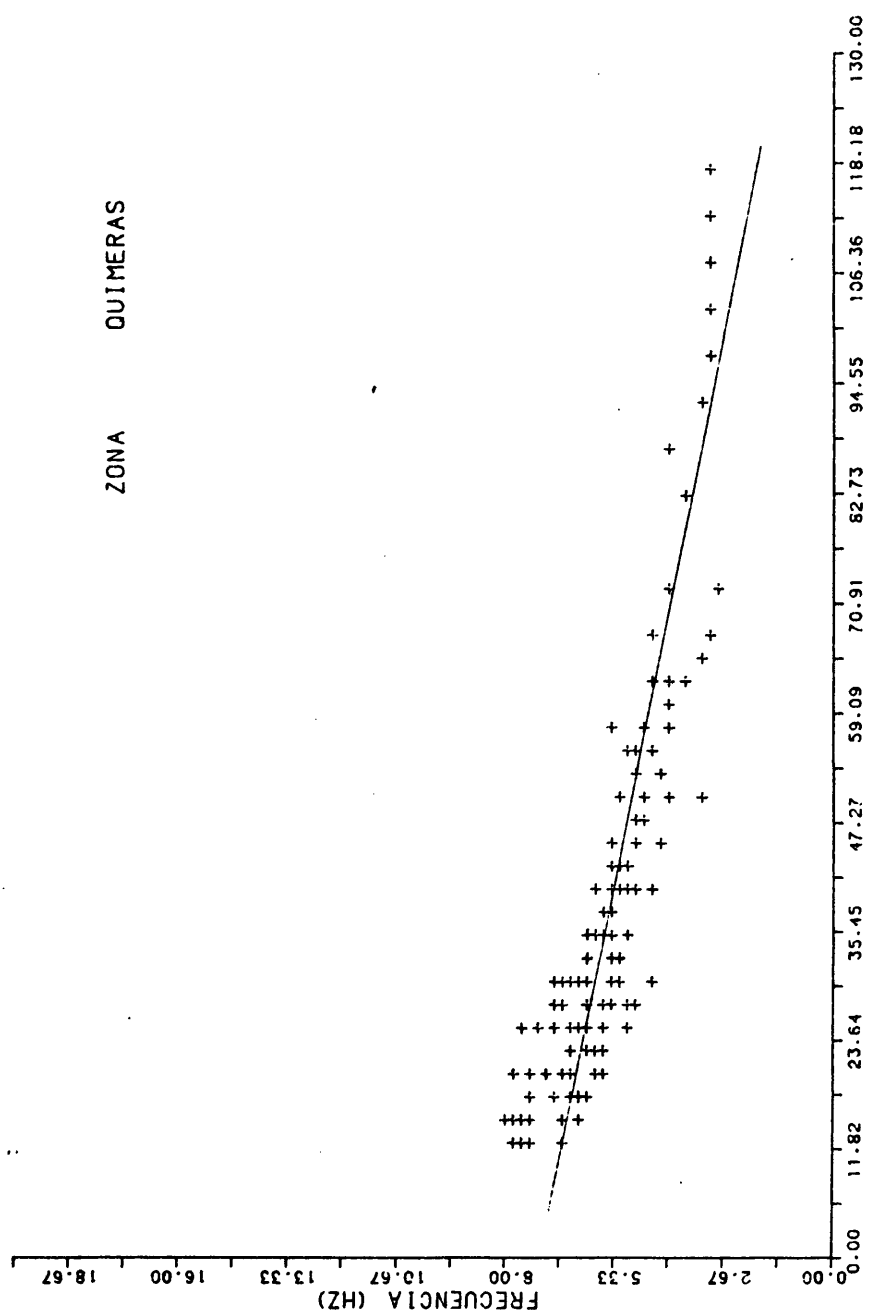


Fig. 4.7. Ajuste $f_p - t$ para los datos de la estación QUI (Campaña de Lorca).

La aplicación del método tendrá tres etapas sucesivas: la primera tiene por objetivo extraer de los sismogramas los datos de amplitud y frecuencia que serán utilizados más adelante. La segunda etapa persigue obtener información sobre el medio recorrido por las ondas sísmicas mientras que la tercera prestará atención preferente al fenómeno en el foco.

4.3.1. OBTENCION DE LOS DATOS.

- Delimitación de la coda.

El procedimiento se inicia con la delimitación del campo de estudio, es decir, la determinación del comienzo y el final de las codas. Respecto del comienzo, los criterios utilizados en este tipo de análisis han sido fundamentalmente dos:

- + Situarlo en el punto en que el decaimiento de las amplitudes comienza a ser regular (Chouet, 1976).
- + Considerar que la coda comienza transcurrido un tiempo "suficiente" después de la llegada de las ondas S. Este término "suficiente" es evaluado entre dos y tres veces la diferencia del tiempo calculado para la onda S menos el tiempo correspondiente a la primera llegada (Rautian y Khalturin 1976, 1978).

En este trabajo los dos criterios anteriores han sido completados con el análisis del aporte de energía evaluado por la función acumulada del RMS descrita más arriba. Como ya se indicó entonces, las aportaciones de energía disminuyen claramente a partir de los 10-15 segundos por lo que el comienzo de la coda puede ser fijado con seguridad en torno a los 15 segundos. Este método, además de satisfacer con amplitud los criterios utilizados por otros autores, responde más claramente al contenido físico del problema.

En cuanto al final de la coda, todos los análisis coinciden en situarlo en la zona del sismograma donde la relación señal-ruido se aproxima a la unidad. De hecho, este criterio no ha planteado ningún problema en la práctica.

La delimitación de las codas ha ido acompañada de una valoración de los registros, atendiendo a la calidad del trazo y el nivel de ruido. De acuerdo con estos criterios cada registro ha recibido un coeficiente igual a 1, 2, 3 ó 4. Este factor inicial será combinado con los pesos atribuidos a las amplitudes y las frecuencias predominantes, con objeto de mejorar la influencia de los datos.

- Cálculo de los movimientos reales del suelo, $A_1(t)$.

Esta etapa comienza con la medición de las amplitudes y las frecuencias registradas en los sismogramas. Las primeras han sido obtenidas empleando una óptica capaz de apreciar decimas de milímetro y, como ya se ha señalado más arriba, el valor promedio \bar{y} , obtenido por (4.1) ha sido atribuido al punto medio del intervalo. Cada una de estas medias, \bar{y} , va acompañada de un peso asignado en función de su valor -y por consiguiente del error relativo- y de la calidad del registro. Los coeficientes elegidos en función de la medida realizada han sido:

| <u>Valor de \bar{y}</u> | <u>Coeficiente asignado</u> |
|--------------------------------------|-----------------------------|
| $0.5 \leq \bar{y} < 1$ | 0.1 |
| $1 \leq \bar{y} < 2$ | 0.2 |
| $2 \leq \bar{y} < 3$ | 0.4 |
| $3 \leq \bar{y} < 5$ | 0.6 |
| $5 \leq \bar{y}$ | 1 |

Los productos de estos valores por el factor de calidad del regis

tro correspondiente, han dado lugar a los pesos finales asignados a \bar{y} .

Por su parte, las frecuencias han sido sometidas también a una valoración de acuerdo con su valor absoluto. Los coeficientes asignados han sido:

| <u>Valor de la frecuencia</u> | <u>Coeficiente</u> |
|-------------------------------|--------------------|
| $f_p \geq 10$ | 0.5 |
| $6 \leq f_p < 10$ | 0.75 |
| $f_p < 6$ | 1 |

De la misma manera que en el caso de las amplitudes, estos coeficientes han sido multiplicados por el factor de calidad del registro correspondiente a fin de obtener los pesos definitivos de las frecuencias. La frecuencia promedio obtenida en cada intervalo de 5 segundos, (10 para los registros de Granada), ha sido asignada al punto medio del mismo, al que ya se le había hecho corresponder la amplitud \bar{y} . Finalmente, el valor equivalente en movimiento del suelo, que será representado por A, ha sido obtenido multiplicando \bar{y} por el factor de magnificación correspondiente. Este factor se determina llevando f_p a la ecuación de la tabla 3.4 que corresponde a la ganancia empleada para obtener el registro de \bar{y} . Al valor A calculado se le asigna un peso en función de los obtenidos para \bar{y} y f_p . Con ello, el sismograma queda representado por una serie de valores (t, A) y (t, f_p) donde t toma los valores discretos definidos anteriormente.

4.3.2. INFORMACION SOBRE EL MEDIO

Esta segunda etapa del método permite obtener información sobre algunas características del medio recorrido por las ondas en cada una de las zonas estudiadas. En primer lugar se calcula la variación de la frecuencia con el tiempo transcurrido desde el comienzo del sismo. Esta relación es empleada segui-

damente para evaluar el valor regional del factor de calidad Q , utilizando para ello la ecuación (2.86)

$$\log A(\omega, t) = C(\omega) - a \log t - b t \quad (2.86)$$

deducida a partir del modelo de diseminación débil (Aki-Chouet, 1975).

Los resultados conseguidos a partir de esta ecuación permitirán obtener una expresión del espectro de Potencia, $P(\omega, t)$, característica para cada zona.

4.3.2.1. Cálculo de la variación de f con t .

Los pares de valores (t, f_p) obtenidos según el procedimiento descrito más arriba han sido ajustados por mínimos cuadrados. En cada una de las zonas estudiadas se ha evaluado la influencia de los pesos atribuidos a los valores, observándose que su empleo no modifica la bondad global del ajuste, expresada por el error típico de la estima de f sobre t , pero sí disminuye el margen de error en la determinación de los parámetros de la curva elegida.

Estos ensayos se han realizado empleando una función lineal y una función exponencial. La diferencia obtenida ha sido pequeña en los casos de Lorca y Granada, y más apreciable para la zona de Arette. Con objeto de homogeneizar el tratamiento se ha elegido la forma exponencial para las tres zonas, si bien conviene tener presente también la calidad del ajuste lineal. Las ecuaciones obtenidas en uno y otro caso aparecen en la tabla (4.4) y las figuras (4.8), (4.9) y (4.10) representan algunos de los ajustes realizados.

Las ecuaciones elegidas son:

T A B L A 4.4

AJUSTE DE LA FRECUENCIA EN FUNCION DEL TIEMPO

| | | ZONA DE ARETTE | | ZONA DE LORCA | | ZONA DE GRANADA | |
|----------------------|----|--|--------|--|--------|--|--------|
| | | Coeficientes Errores Desviación típica | | Coeficientes Errores Desviación típica | | Coeficientes Errores Desviación típica | |
| Valores Ponderados | a: | 0.979 | 0.004 | 0.878 | 0.004 | 0.979 | 0.004 |
| | b: | -0.0039 | 0.0001 | -0.0035 | 0.0001 | -0.0039 | 0.0001 |
| Función Exponencial | | | | | | | |
| Valores sin ponderar | a: | 1.014 | 0.006 | 0.887 | 0.006 | 1.014 | 0.006 |
| | b: | -0.0043 | 0.0001 | -0.0037 | 0.0001 | -0.0043 | 0.0001 |
| Función Lineal | | | | | | | |
| Valores ponderados | a: | 9.187 | 0.063 | 7.260 | 0.048 | 9.187 | 0.063 |
| | b: | -0.056 | 0.001 | -0.047 | 0.001 | -0.056 | 0.001 |
| Valores sin ponderar | a: | 9.902 | 0.107 | 7.411 | 0.073 | 9.902 | 0.107 |
| | b: | -0.066 | 0.002 | -0.044 | 0.002 | -0.066 | 0.002 |

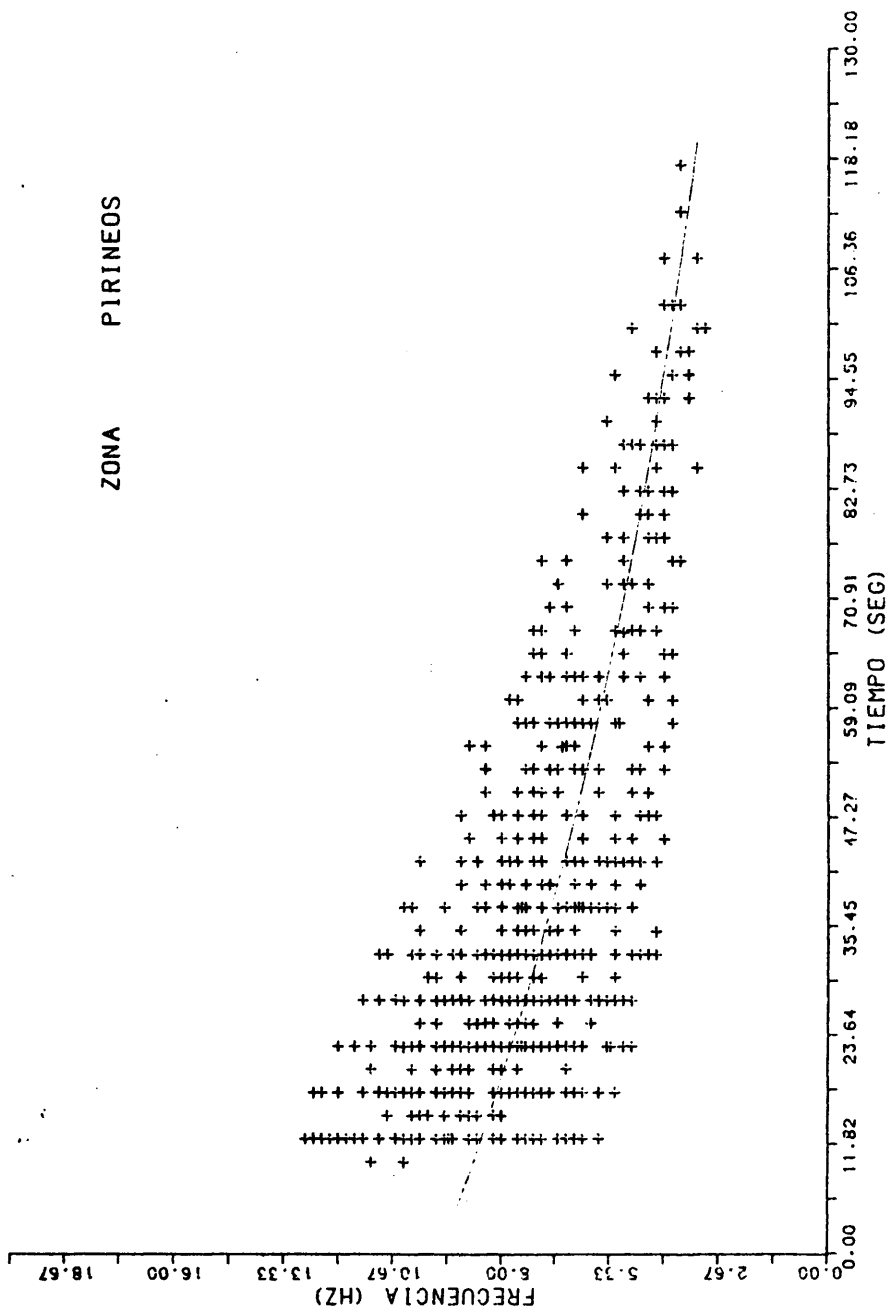


Fig. 4.8. Ajuste log F - t para la zona de Arette (Pirineos). Valores ponderados.

ZONA LORCA

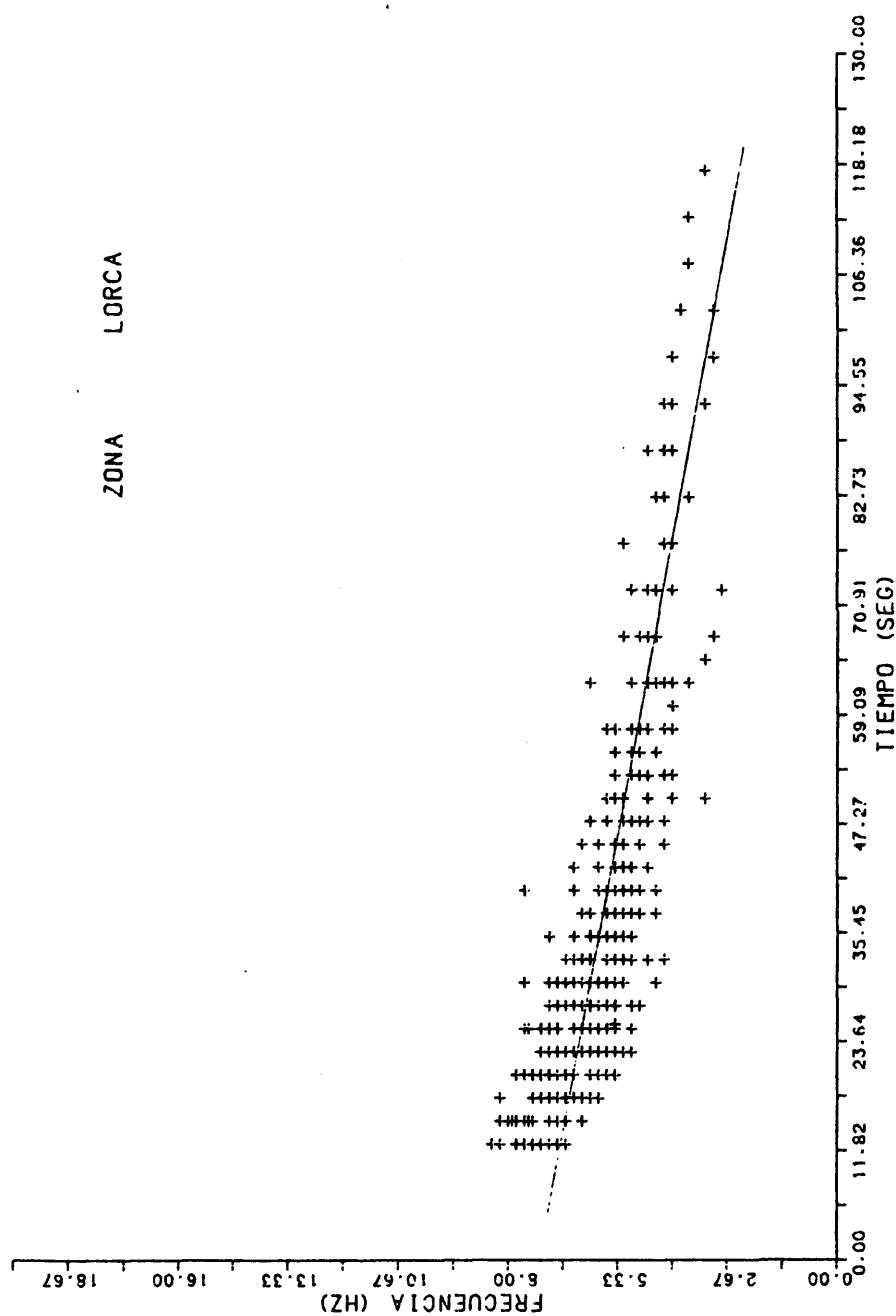


Fig. 4.9. Ajuste F - t para la zona de Lorca. Valores ponderados.

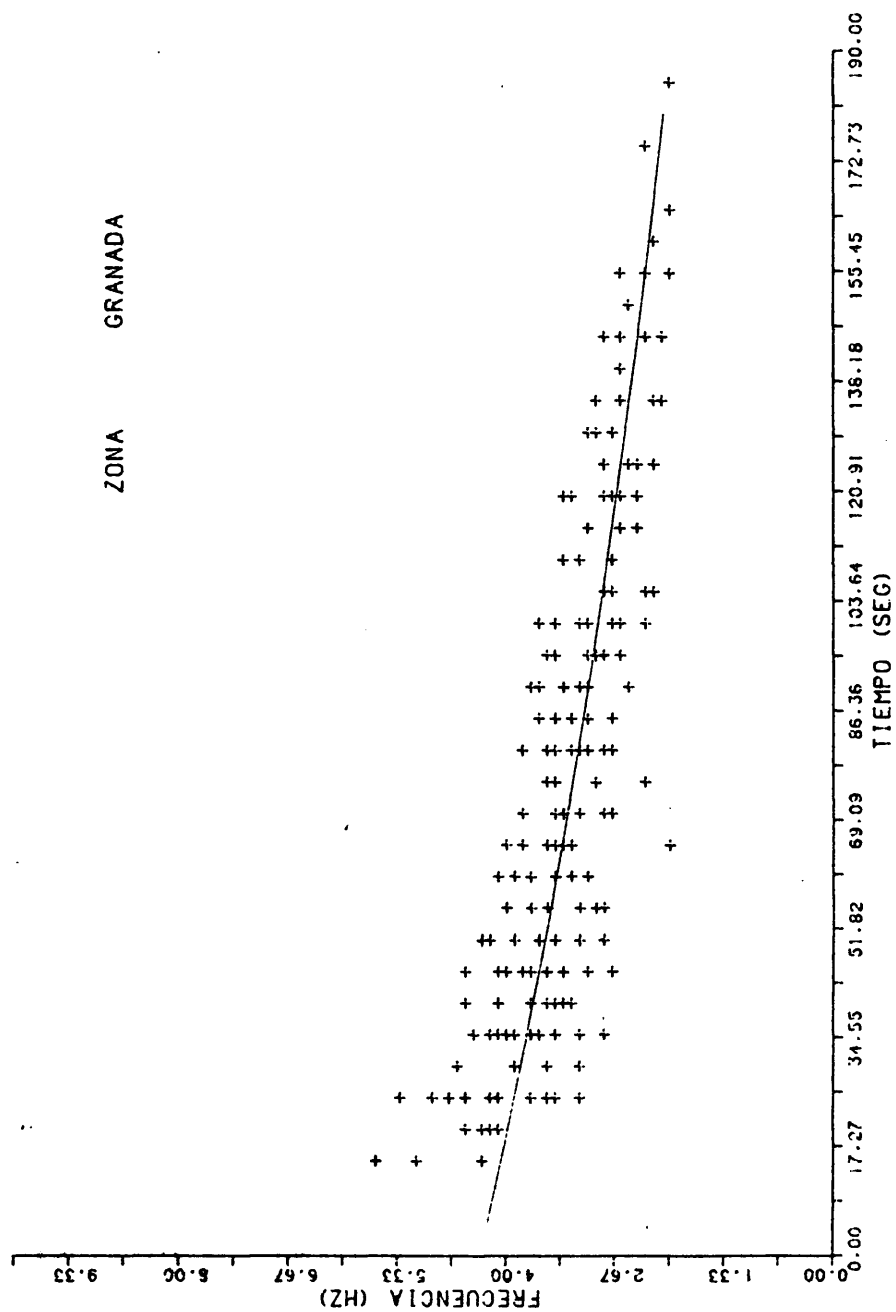


Fig. 4.10. Ajuste $\log F - t$ para la zona de Granada. Valores ponderados.

ZONA DE ARETTE

$$\log f = 0.979 - 0.0039 t \quad (4.7)$$

ZONA DE LORCA

$$\log f = 0.877 - 0.0035 t \quad (4.8)$$

ZONA DE GRANADA

$$\log f = 0.636 - 0.0017 t \quad (4.9)$$

4.3.2.2. Evaluación del valor regional del factor de calidad Q.

Como ya se ha indicado, esta etapa ha sido llevada a cabo empleando la expresión (2.87). Su ajuste ha sido realizado considerando las posibilidades $a = 0.5$ y $a = 1$, lo que, de acuerdo con la teoría expuesta, supone conceder el predominio en la formación de la coda a las ondas de superficie y de volumen, respectivamente. Bajo estas circunstancias, las ecuaciones de observación para los A_i revisten la forma

$$\log A_{ij}(\omega) = c_j(\omega) - 0.5 \log t_i - b t_i \quad (4.10)$$

$$\log A_{ij}(\omega) = c_j(\omega) - \log t_i - b t_i \quad (4.11)$$

Ambos casos serán expresados en la forma matricial vista en el Capítulo II.

$$h = U.p$$

$$(2.88)$$

$$U.p - h = \eta$$

La solución, en el sentido de mínimos cuadrados minimizará el valor de η^2 en la expresión:

$$T(U.p - p) (U.p - h) = \eta^2 \quad (4.12)$$

$$T_p.T_{U.U.p} - 2T_p.T_{U.h} + T_{h.h.} = \eta^2 \quad (4.13)$$

de donde

$$T_{U.U.p} = T_{U.h} \quad (4.14)$$

y por tanto

$$p = (T_{U.U})^{-1} \cdot T_{U.h} \quad (4.15)$$

El programa AGRESP, utilizado para obtener el vector p , resuelve por inversión directa y en doble precisión el sistema de ecuaciones normales formadas a partir de las relaciones de observación.

El error de la solución es estimado por el propio programa de acuerdo con la expresión general

$$(\delta p_r) = (T_{U.U})^{-1} \frac{\sum \bar{R}(t_i)}{1 - (n + 1)} \quad (4.16)$$

Siendo:

$T_{U.U}$, la matriz simétrica de las ecuaciones normales

1, el número de observaciones consideradas

$n+1$, el número de coordenadas independientes

$\bar{R}(t_i)$, el residuo en el punto t_i

Este procedimiento ha sido aplicado a cada una de las áreas elegidas, bajo las condiciones y con los resultados que se detallan a continuación.

ZONA DE ARETTE.

Las ecuaciones (4.10) y (4.11) han sido ajustadas a los sismos registrados en cada una de las diez estaciones MEQ. De esta manera ha sido posible calcular un valor de b para cada estación y a partir de la fórmula:

$$b = \frac{\pi \cdot f}{Q} \log e \quad (2.85)$$

el correspondiente valor de Q .

El valor de f atribuido al intervalo de estudio ha sido calculado promediando los valores dados por (4.7) para los valores extremos de " t " que en esta zona han sido $t_1=10$ s. y $t_2=100$ s.

Siguiendo este procedimiento ha sido asignada al registro una frecuencia media de 6.3 Hz. La tabla (4.5) resume los valores de b y Q obtenidos en cada una de las estaciones para $a = 0.5$ y $a = 1$ respectivamente. Observando los resultados se aprecia una notable estabilidad de los valores en torno a 400, para $a = 0.5$, y 575 para $a = 1$. Únicamente la estación MAU se desvía de una forma apreciable de estos valores medios. (Cfr. Fig. 4.11 y Fig. 4.12).

En conformidad con los resultados de otros autores, los valores de Q para $a = 1$ siempre son mayores que los obtenidos en la misma estación para $a = 0.5$. Este resultado es coherente con el hecho, generalmente admitido, de que las ondas que se propagan a más profundidad lo hacen por zonas con menos capacidad de atenuación y, por tanto, con valores de Q más altos.

T A B L A 4.5.

VALORES DE b Y Q OBTENIDOS EN LA ZONA DE ARETTE

| Estación | a = 0.5 | | a = 1 | | ΔQ | Q | ΔQ | Q | ΔQ |
|----------|--------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------------------|------------|-----|------------|-----|------------|
| | b 10 ⁻³ | Δb 10 ⁻³ | b 10 ⁻³ | Δb 10 ⁻³ | | | | | |
| ASA | 18.8 | 1.1 | 13.0 | 0.9 | 28 | 456 | 28 | 659 | 46 |
| AUS | 19.1 | 1.3 | 13.6 | 1.0 | 31 | 449 | 31 | 632 | 45 |
| BED | 20.8 | 0.9 | 16.0 | 0.9 | 18 | 411 | 18 | 536 | 30 |
| EST | 22.3 | 1.4 | 16.2 | 1.2 | 24 | 384 | 24 | 531 | 39 |
| ETC | 21.4 | 1.9 | 14.9 | 1.3 | 36 | 401 | 36 | 576 | 58 |
| FLO | 25.1 | 1.4 | 18.0 | 1.2 | 19 | 343 | 19 | 472 | 31 |
| LOU | 20.1 | 1.2 | 14.2 | 1.0 | 26 | 428 | 26 | 606 | 43 |
| MAU | 34.1 | 5.1 | 24.5 | 3.5 | 38 | 231 | 38 | 350 | 51 |
| SEN | 21.4 | 1.2 | 15.2 | 1.0 | 23 | 401 | 23 | 566 | 38 |
| SPE | 11.0 | 1.2 | 13.4 | 1.0 | 28 | 452 | 28 | 642 | 48 |

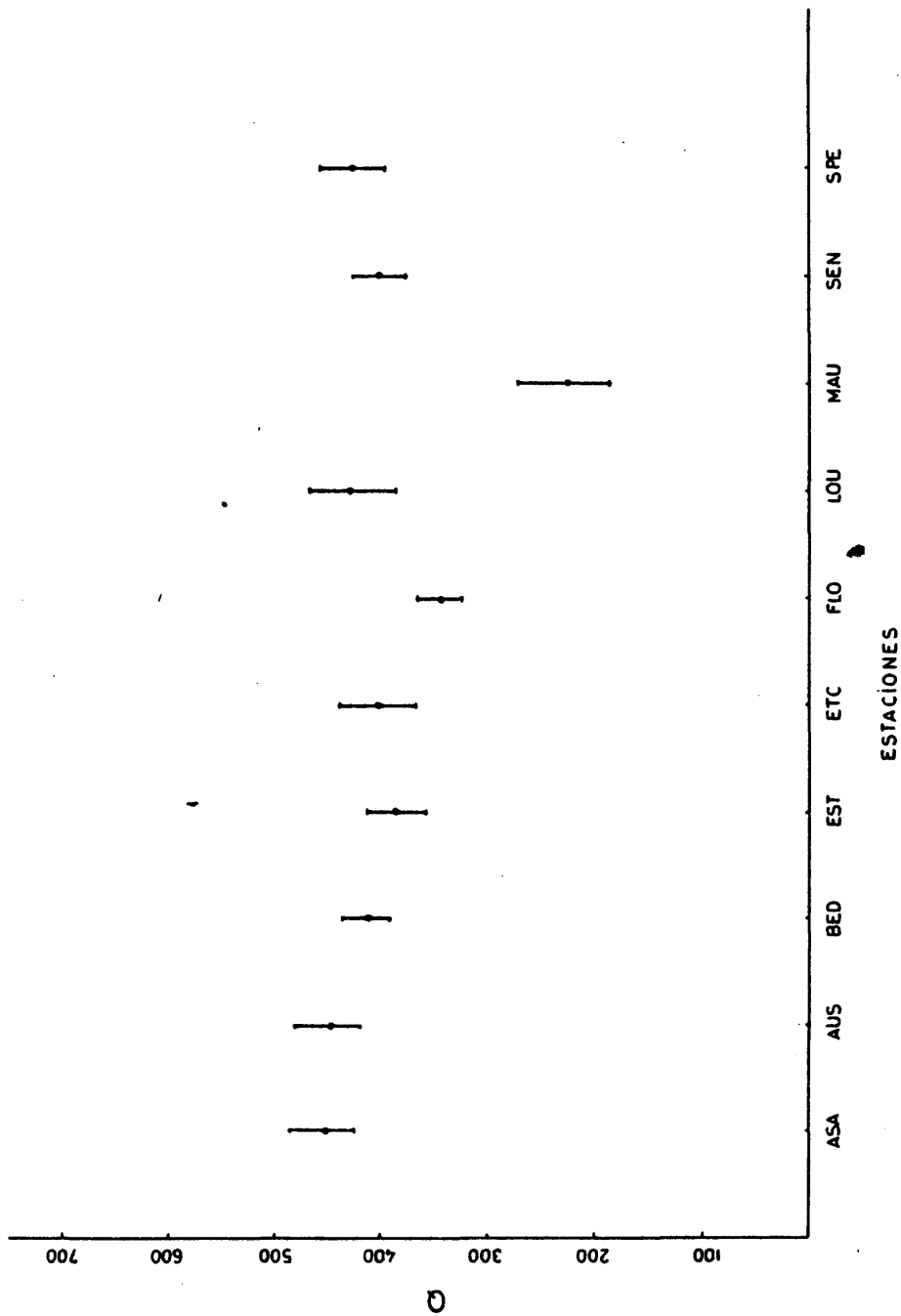


Fig. 4.11. Valores del factor de calidad Q obtenidos en las distintas estaciones de la campaña "Arette 1978" para un predominio de ondas de superficie.

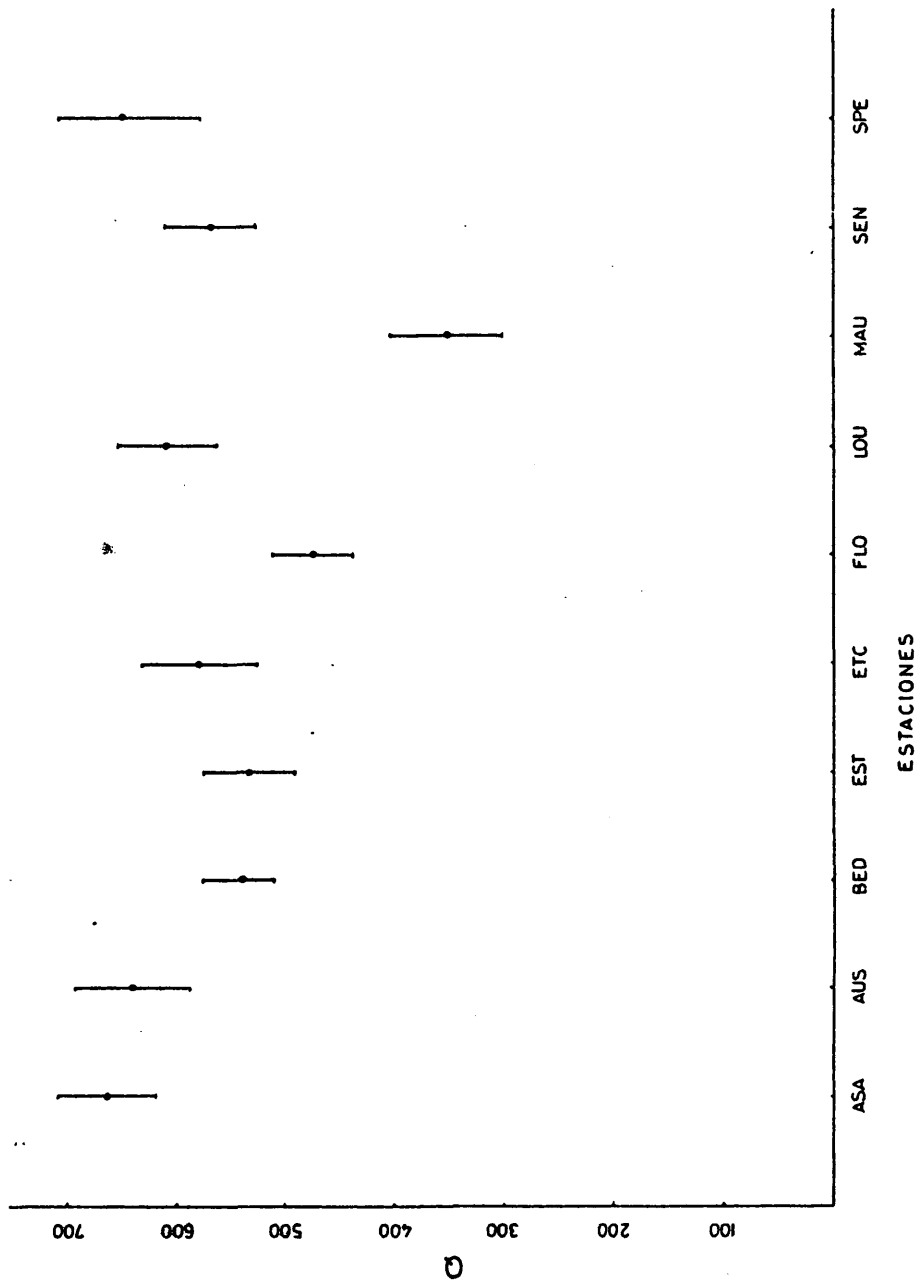


Fig. 4.12. Valores del Factor de Calidad Q obtenidos en las distintas estaciones de la campaña "Arette 1978" para un predominio de ondas internas.

La distribución de los sismos estudiados permite diferenciar los terremotos 7 y 11 del resto de la serie que se encuentra localizada en la zona más fracturada. Con objeto de separar la posible influencia de estos dos sismos situados en zonas diferentes se ha procedido a eliminarlos de la muestra y realizar una nueva estimación de Q . Los valores obtenidos en este caso han sido $Q = 402$ para $a = 0.5$ y $Q = 522$ para $a = 1$. Estos resultados ponen de relieve que la repercusión de estos terremotos en el conjunto de la muestra es prácticamente nula, existiendo solamente una ligera disminución en la Q correspondiente a las ondas internas. Este resultado, coherente con los planteamientos teóricos, permite considerar con más fundamento el carácter regional de la Q hallada.

Para conocer las posibles variaciones de Q en la zona más fracturada y la influencia de las distancias epicentrales en su evaluación, se han realizado tres ensayos diferentes. El primero ha conservado fija la estación y variables los sismos. Los otros dos han estudiado las modificaciones surgidas al considerar distintas estaciones afectadas por los mismos conjuntos de sismos.

La estación elegida en el primer ensayo ha sido Aussurucq. Con objeto de estudiar la influencia de la distancia se ha determinado el valor de Q correspondiente a cuatro conjuntos de sismos en los que progresivamente se daba una importancia mayor a fenómenos más alejados de la estación. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla (4.6).

T A B L A 4.6

Valores de Q obtenidos en la estación AUS.

| Sismos utilizados | $a = 0.5$ | $a = 1$ |
|-------------------|--------------|--------------|
| 1,2,4 | 468 ± 41 | 641 ± 62 |
| 1,2,4,6 | 464 ± 37 | 639 ± 62 |
| 1,2,4,3 | 454 ± 33 | 634 ± 52 |
| 3,6 | 379 ± 37 | 596 ± 74 |

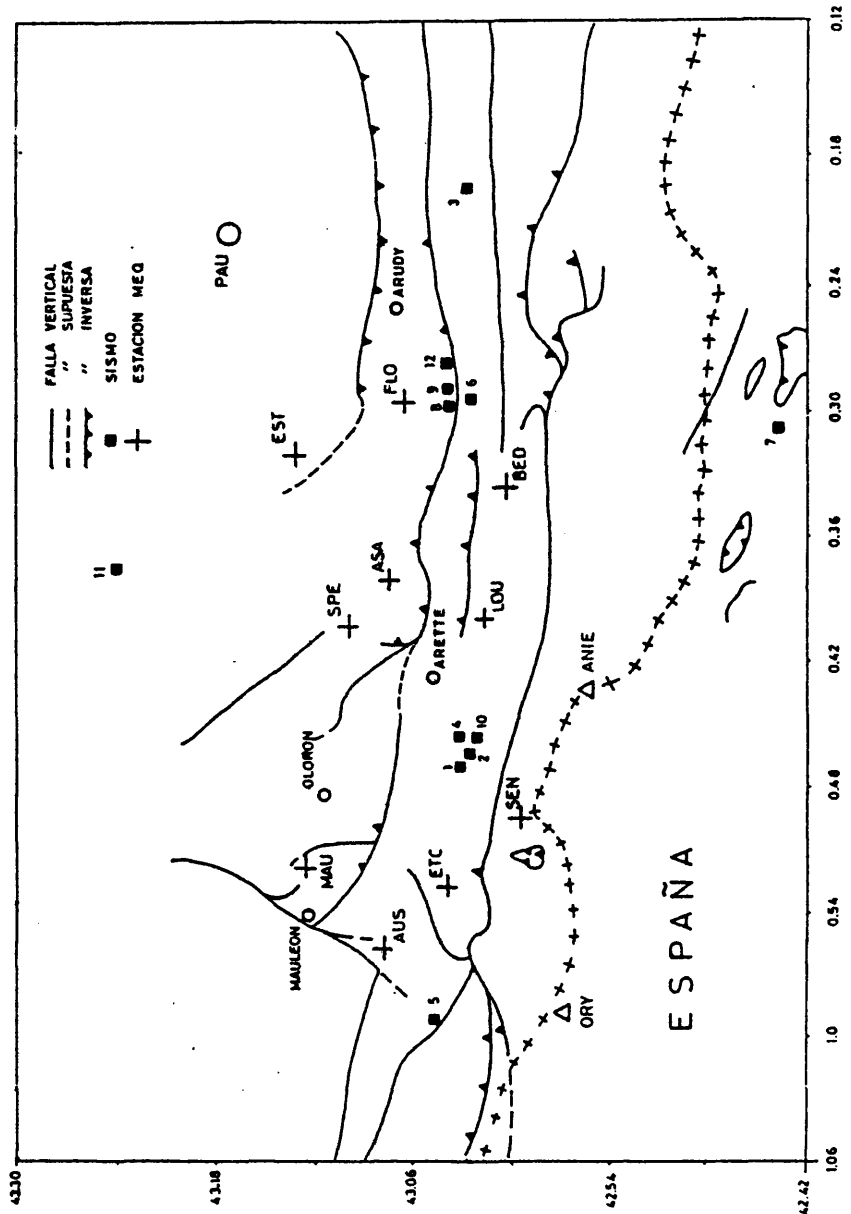


Fig. 4.13. Localización de los sismos de la campaña "Arette 1978" utilizados en el análisis de codas.

Como puede apreciarse por los valores resumidos en la tabla (4.6) el progresivo alejamiento de los sismos se traduce en una pequeña pero constante disminución de Q tanto para $a=0.5$ como para $a = 1$. Un resultado semejante ha sido obtenido con los otros dos ensayos en los que, considerando sucesivamente los núcleos de actividad sísmica localizados en torno a $43^{\circ} 04' N - 0.46^{\circ} W$ y $43^{\circ} 04' N - 0^{\circ} 27'$, (Cfr. Fig. 4.13) se han examinado los valores de Q obtenidos en las distintas estaciones registradoras.

Considerando el primer núcleo, se comprueba que Q disminuye con la distancia de las estaciones estudiadas en la dirección NW - SE, valiendo 551 ± 50 para la estación LOU y 510 ± 33 para la estación BED, cuando se consideran ondas de superficie y 826 ± 120 y 742 ± 58 para ondas de volumen. Sin embargo, al comparar las estaciones ETC y MAU situadas en la dirección SE-NW se observa el efecto contrario; Q aumenta con la distancia pasando de 494 ± 74 a 639 ± 64 para $a = 0.5$ y de 710 ± 120 a 969 ± 116 para $a = 1$.

El foco de actividad situado al este de la zona ha sido utilizado para realizar una prueba similar a la anterior. La comparación de las estaciones ASA y SPE ha permitido detectar una pequeña disminución de Q con la distancia para las ondas en superficie, -de 336 ± 20 a 316 ± 22 -, acompañada de un aumento también pequeño, -de 454 ± 31 a 467 ± 56 -, para el caso de ondas internas. Aunque estos resultados están de acuerdo con la teoría, deben ser tomados con precaución ya que las variaciones están incluidas en los márgenes de error calculados para los valores de Q .

Por su parte, el estudio de las estaciones FLO y EST orientadas en la dirección S-N ha puesto de relieve un aumento en los valores estimados de Q , tanto para las ondas de superficie (de 285 ± 26 a 357 ± 46) como para las ondas de volumen (de 375 ± 37 a 519 ± 93). La evaluación conjunta de todos estos resultados permite establecer, -dentro de la incertidumbre asociada a los márgenes de error-, las siguientes conclusiones:

19. Para el rango de distancias epicentrales estudiado, (5-45 km), la variación de Q siempre es muy pequeña de manera que puede considerarse un valor medio regional.
29. Este cambio se caracteriza por una disminución de Q con la distancia en la dirección NW-SE y un aumento en el sentido opuesto SE-NW. Esta anisotropía coincide con las orientaciones tectónicas supuestas para la zona.
39. Parece existir una proporcionalidad entre la distancia comprendida entre las estaciones comparadas y el valor de la modificación experimentada por Q.
49. Las variaciones de Q son más acusadas y más claramente crecientes con la distancia, al conceder a la coda un predominio de ondas internas.

ZONA DE GRANADA.

El estudio del factor de calidad propio de esta zona ha sido realizado utilizando la expresión (2.86) y una ventana temporal de 15 -180 segundos, a la que de acuerdo con (4.9), corresponde una frecuencia predominante media de 3.1 Hz.

La aplicación de (2.85), bajo estas condiciones, a una muestra de 24 sismos ha proporcionado para Q un valor de 576 ± 48 al considerar el predominio de ondas superficiales, y de 1180 ± 118 al atribuirlo a ondas de volumen.

Con objeto de estudiar con más detalle la validez del resultado obtenido para las ondas de volumen, que parece muy alto, así como para comprobar su estabilidad, se ha introducido en el registro una ventana temporal de longitud creciente.

T A B L A 4.7

Zona de Granada: Variación de Q con el intervalo analizado

| Longitud Intervalo seg | f media Hz | Valor de Q | |
|---------------------------|---------------|---------------|----------------|
| | | a = 0.5 | a = 1 |
| 15 - 65 | 3.7 | 600 \pm 136 | 1164 \pm 404 |
| 15 - 95 | 3.5 | 590 \pm 58 | 1198 \pm 240 |
| 15 - 130 | 3.3 | 627 \pm 61 | 1365 \pm 205 |
| 15 - 180 | 3.1 | 576 \pm 48 | 1180 \pm 118 |

Los valores resultantes recogidos en la Tabla 4.7, no señalan una variación ordenada si bien ponen de relieve una significativa mejora en la determinación de Q a medida que aumenta la longitud del intervalo. En su conjunto, estos resultados parecen confirmar los indicados inicialmente.

ZONA DE LORCA

El método ha sido aplicado a los datos de Lorca empleando en cada una de las estaciones una ventana temporal de 10-120 segundos, a la que, a partir de (4.8) corresponde una frecuencia media de 5.0 Hz.

Según puede observarse en la Tabla (4.8) los valores de b obtenidos en las estaciones GAL, MON y CAR son muy semejantes entre sí. Por el contrario, para la estación QUIMERAS los valores deducidos para Q son muy elevados. Sin embargo, la significación física de este hecho, que implica la existencia de características elásticas peculiares en los medios atravesados, solo puede ser aceptada después de un análisis más riguroso. Necesariamente, este análisis debe incluir el estudio de otras dos po

T A B L A 4.8

VALORES DE b Y Q OBTENIDOS EN LA ZONA DE LORCA

| Estación | a = 0.5 | | | | a = 1 | | | |
|----------|-------------------|--------------------------|-----|------------|-------------------|--------------------------|------|------------|
| | $b \cdot 10^{-3}$ | $\Delta b \cdot 10^{-3}$ | Q | ΔQ | $b \cdot 10^{-3}$ | $\Delta b \cdot 10^{-3}$ | Q | ΔQ |
| MON | 15.7 | 1.1 | 224 | 30 | 11.9 | 1.2 | 558 | 56 |
| CAR | 23.1 | 2.6 | 289 | 32 | 10.2 | 2.2 | 652 | 77 |
| GAL | 16.6 | 1.7 | 426 | 43 | 10.4 | 2.1 | 643 | 99 |
| QUI | 7.0 | 1.4 | 956 | 137 | 1.2 | 1.0 | 5633 | 4500 |

sibles explicaciones:

- La existencia en el equipo registrador, o en sus condiciones de empleo, de alguna característica susceptible de modificar fuertemente la respuesta del aparato.
- La presencia de condiciones geológicas especiales en el lugar de emplazamiento de la estación.

Desgraciadamente, en la estación Quimeras concurren argumentos que pueden reforzar cualquiera de las explicaciones anteriores. En efecto; por una parte las condiciones de registro de la estación fueron peculiares ya que únicamente ella funcionó con una ganancia de 102 db. La elección de este valor se debió precisamente a que el aparato se encontraba situado en una mina abandonada lo que permitía disponer de una excelente relación señal-ruido. Por otra parte, el emplazamiento geográfico de la estación, -separada unos 15 km. de la zona principal de actividad sísmica, en dirección Suroeste-, permite establecer la hipótesis de la influencia del camino.

En cualquier caso, los tres tipos de explicación no tienen el mismo valor. Así, la influencia del nivel de amplificación parece poco sostenible por haberse calculado la correspondiente curva ganancia-frecuencia a partir de las obtenidas para los demás niveles de amplificación y en completa consonancia con ellas. Por el contrario, las condiciones geológicas del camino y del emplazamiento pueden jugar un papel importante, aunque difícil de evaluar por separado.

Con objeto de estudiar este problema se ha introducido en los datos de Quimeras una ventana temporal similar a la utilizada para la zona de Granada. Esta vez los intervalos empleados han sido 10-50, 10-60, 10-70, 10-90 y 10-100 segundos. Los valores de Q obtenidos a partir de los coeficientes b correspondien-

tes (Tabla 4.9) suponen un comportamiento muy distinto al descrito para Granada. En este caso, la asignación a la coda de un predominio de ondas de superficie ($a = 0.5$) supone también en el intervalo 75-95 segundos, la asignación de un factor de calidad más elevado que el correspondiente a las ondas internas ($a = 1$)

T A B L A 4.9

| INTERVALO (SEG) | VALOR DE Q | |
|-----------------|----------------|-----------------|
| | $a = 0.5$ | $a = 1.0$ |
| 10 - 50 | 1018 \pm 217 | 1156 \pm 263 |
| 10 - 60 | 1052 \pm 187 | 1206 \pm 241 |
| 10 - 70 | 1313 \pm 289 | 1347 \pm 271 |
| 10 - 80 | 1512 \pm 342 | 1410 \pm 267 |
| 10 - 90 | 2087 \pm 610 | 1569 \pm 337 |
| 10 - 100 | 1952 \pm 460 | 2227 \pm 668 |
| 10 - 120 | 956 \pm 137 | 5633 \pm 4500 |

Este hecho, completamente original en el conjunto de las 15 estaciones analizadas en Lorca, Granada y Pirineos, da pie a suponer la existencia de una capa de alto valor de Q, situada en el camino recorrido preferentemente por las ondas de superficie, es decir, en las proximidades de ésta. Con objeto de comprobar esta hipótesis se ha realizado un estudio más detallado de la influencia del medio comprendido entre la zona de máxima actividad y la estación. Con esta finalidad se ha calculado el valor de Q correspondiente a la estación tras eliminar en la muestra de sísmos los fenómenos 6, 19, 21 y 22 localizados fuera de la zona activa principal (Cfr figura 4.14). El valor así obtenido ha sido comparado con el resultante al sustituir cuatro terremotos pertenecientes a esta zona por los situados fuera de ella. Esta prueba,

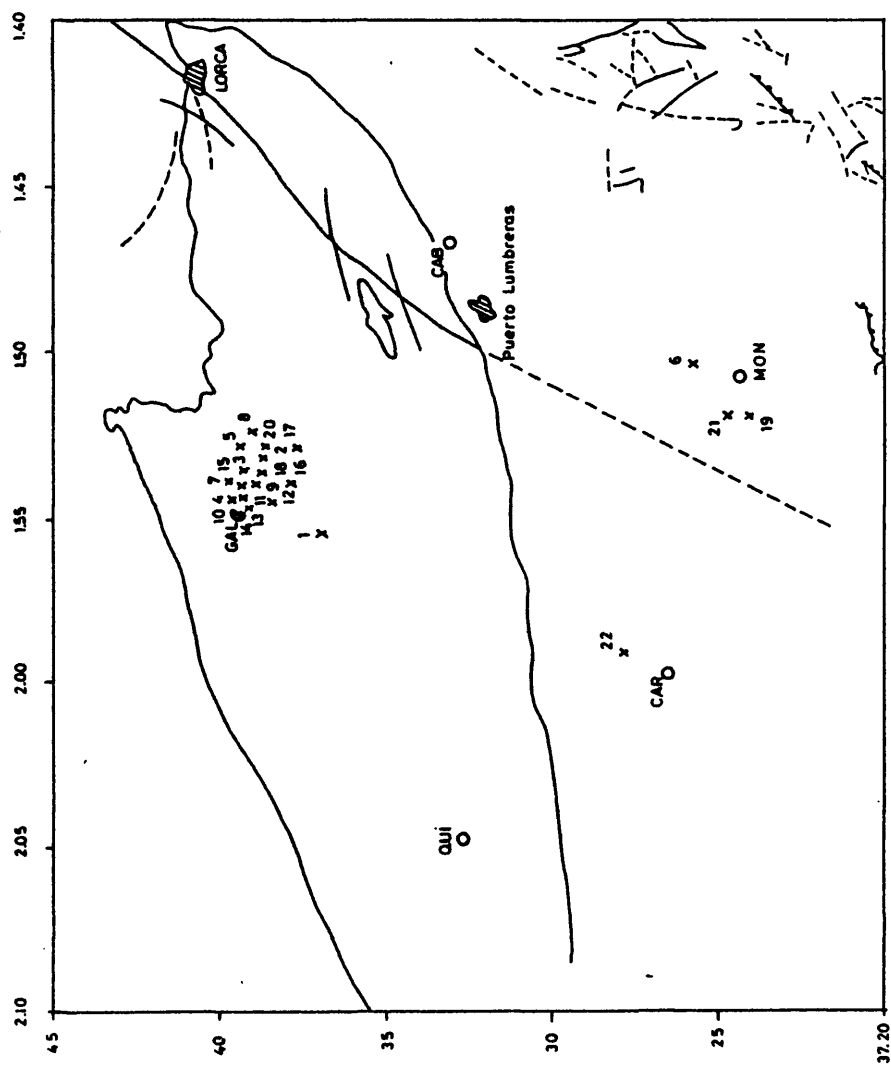


Fig. 4.14. Localización de los sismos de la campaña de Lorca utilizados en el análisis de codas.

realizada para tres conjuntos distintos de sismos, disminuye la influencia del medio comprendido entre la zona activa y la estación en favor de los medios correspondientes a otras trayectorias.

T A B L A 4.10

Influencia de la muestra en el valor de Q

| <u>SISMOS SUSTITUIDOS</u> | <u>VALOR DE Q</u> | |
|---------------------------|-------------------|-----------------|
| | <u>a = 0.5</u> | <u>a = 1</u> |
| NINGUNO | 1017 \pm 163 | 3827 \pm 2300 |
| 1, 6, 13, 16 | 980 \pm 157 | 5883 \pm 1390 |
| 13, 14, 15, 16 | 657 \pm 71 | 1127 \pm 225 |
| 1, 2, 3, 4 | 987 \pm 197 | 3100 \pm 1860 |

En todos los casos, los valores de Q que se obtienen atribuyendo a las codas un predominio de ondas de superficie son menores que al considerar únicamente los sismos de la zona activa principal (cfr Tabla 4.10). En cambio, al considerar un predominio de ondas internas, los valores de Q presentan una gran dispersión siendo en dos ocasiones notablemente más elevados. Globalmente, los resultados de esta prueba constituyen un nuevo argumento a favor de la existencia entre el área de máxima actividad y la estación Quimeras de una zona muy próxima a la superficie con características elásticas peculiares cuya determinación es inabordable con los datos disponibles y tiene que quedar como una cuestión abierta. Actualmente solo es posible afirmar que el fuerte incremento experimentado por Q al considerar a = 1 y valores de

tiempo superiores a 90 s. (Cfr. Tabla 4.9) permite suponer que esta zona anómala gana profundidad a medida que se aproxima a la estación Quimeras.

En cualquier caso se puede concluir que la anomalía ofrecida por la estación QUI se debe más a las características del medio recorrido por las ondas que a las condiciones concretas del emplazamiento, cuya posible influencia tampoco puede ser olvidada.

4.3.2.3. Estimación del espectro de potencia

La ecuación

$$P(\omega, t) = S(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q} \quad (2.45)$$

que ha dado origen a la fórmula utilizada para la determinación de Q expresa el espectro de potencia correspondiente a cada uno de los sismos. En (2.45) el valor de $m = 2a$ es 1 ó 2 según se atribuya la composición de las ondas de coda a ondas en superficie o a ondas de volumen. A su vez, el parámetro Q toma un valor constante para cada una de las zonas estudiadas y para la frecuencia $f = \frac{\omega}{2\pi}$ determinada a partir de la relación df/dt correspondiente.

Se puede observar, por tanto, que las diferencias en los espectros de potencia correspondientes a distintos fenómenos sísmicos de una misma zona son función, únicamente, del factor $S(\omega)$. Este factor, como ya se ha señalado anteriormente, expresa la influencia de la fuente, y, si las hipótesis son correctas, debe ser proporcional a la magnitud de los sismos. Por tanto, la determinación de este parámetro, además de ofrecer una nueva información sobre los fenómenos estudiados constituye una prueba de la validez del método.

La relación de $S(\omega)$ con los coeficientes C_j calculados

mediante el ajuste de las relaciones de observación viene dada por:

$$c_j(\omega) = \log C(\omega) \quad (2.84)$$

$$C(\omega) = \{2 S(\omega) \Delta f\}^{\frac{1}{2}} \quad (2.81)$$

De donde

$$S(\omega) = \frac{10^{-2} c_j(\omega)}{2 \Delta f} \quad (4.17)$$

El Δf que aparece en la última expresión ha sido sustituido en cada zona por la diferencia existente entre las frecuencias extremas encontradas al calcular df/dt . De esta manera han sido estimados los siguientes intervalos:

| | |
|-----------------|-----------------------------|
| ZONA DE ARETTE | $\Delta f = 5 \text{ Hz}$ |
| ZONA DE LORCA | $\Delta f = 4 \text{ Hz}$ |
| ZONA DE GRANADA | $\Delta f = 2.5 \text{ Hz}$ |

Por último conviene señalar que los valores de $c(\omega)$ elegidos para el cálculo de $S(\omega)$ han sido los correspondientes al ajuste realizado con $a = 0.5$. De hecho, y como ya señala Chouet (1976), el empleo de $a = 1$ únicamente introduce un incremento constante en todos los valores por lo que la forma de variación con las magnitudes no se modifica.

Los valores obtenidos en cada una de las zonas estudiadas aparecen recogidos en la Tabla 4.11 junto con la relación de las magnitudes correspondientes. Las figuras 4.15 y 4.16 en las que aparecen representados los valores de $S(\omega)$ en función de la magnitud ponen de relieve la existencia de una estrecha relación entre ambos parámetros, dentro del rango de frecuencias considera-

T A B L A 4.11

VALORES DEL FACTOR $S(\omega)$ PARA $a = 0.5$

| Sismo Nº | ARETTE | | LORCA | | GRANADA | |
|-------------|----------|---------------------|----------|---------------------|----------|---------------------|
| | Magnitud | $S(\omega) 10^{-5}$ | Magnitud | $S(\omega) 10^{-5}$ | Magnitud | $S(\omega) 10^{-4}$ |
| 1 | 3.33 | 7845.1 | 2.71 | 161.0 | 3.56 | 240.6 |
| 2 | 2.68 | 103.4 | 2.79 | 99.4 | 3.26 | 142.1 |
| 3 | 2.98 | 428.2 | 2.92 | 78.4 | 3.52 | 602.0 |
| 4 | 2.10 | 11.0 | 2.62 | 26.1 | 2.88 | 14.2 |
| 5 | 2.07 | 12.5 | 2.15 | 1.6 | 3.56 | 362.4 |
| 6 | 2.43 | 33.1 | 2.79 | 30.2 | 3.52 | 122.4 |
| 7 | 2.26 | 13.1 | 2.69 | 43.1 | 3.90 | 5856.1 |
| 8 | 2.18 | 13.0 | 3.23 | 156.0 | 3.90 | 3505.8 |
| 9 | 2.06 | 5.0 | 1.91 | 4.3 | 3.26 | 212.7 |
| 10 | 2.14 | 5.1 | 2.26 | 24.6 | 2.99 | 276.5 |
| 11 | 2.0 | 4.3 | 1.78 | 2.1 | 3.34 | 107.9 |
| 12 | 2.80 | 261.1 | 1.83 | 2.3 | 2.99 | 62.4 |
| 13 | | | 2.38 | 13.4 | 2.99 | 41.6 |
| 14 | | | 3.45 | 3120.0 | 2.88 | 53.7 |
| 15 | | | 3.09 | 275.0 | 2.70 | 15.7 |
| 16 | | | 2.17 | 1.9 | 3.45 | 548.5 |
| 17 | | | 1.80 | 3.8 | 2.76 | 26.7 |
| 18 | | | 2.35 | 0.04 | 2.88 | 26.8 |
| 19 | | | 1.60 | 0.04 | 2.40 | 22.1 |
| 20 | | | 2.47 | 1.8 | 3.62 | 297.6 |
| 21 | | | 1.68 | 1.6 | | |
| 22 | | | 1.86 | 0.2 | | |

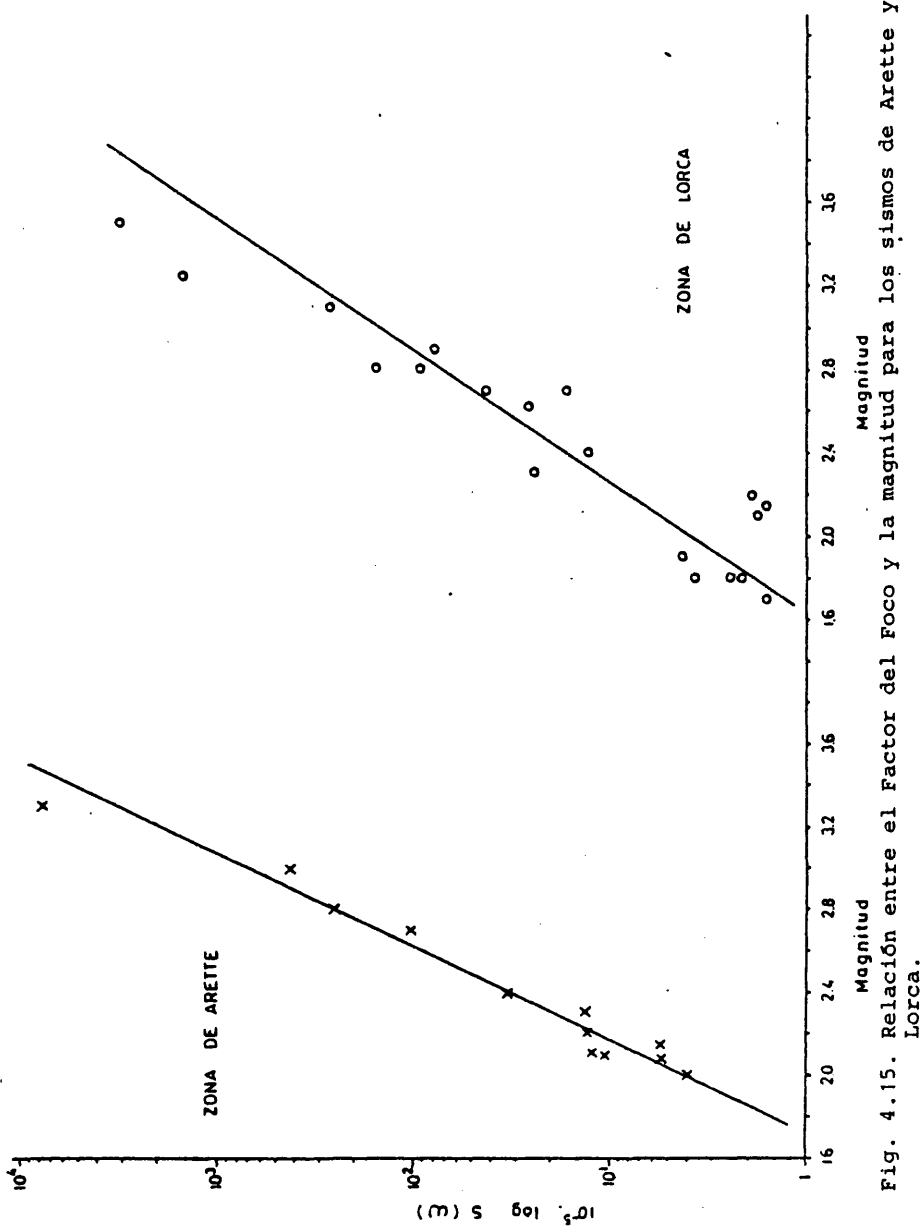


Fig. 4.15. Relación entre el Factor del Foco y la magnitud para los sismos de Arette y Lorca.

T A B L A 4.12

FUNCIONES ESTIMATIVAS DEL ESPECTRO DE POTENCIA PARA $a = 0.5$

| ZONA | Rango Frecuencias Magnitudes | Rango | Ajuste $S(\omega)$ - magnitud | Coefficiente Factor determina- ción r^2 | de cali- dad Q | $P(\omega, t)$ |
|---------|---------------------------------|-----------|--|---|-------------------|--|
| ARETTE | 3.8 - 9 | 1.6 - 3.4 | $\log S(\omega) = (-3.95 + 2.28m) 10^{-5}$ | 0.97 | 400 | $S(\omega) e^{\frac{-t}{400}} t^{-1}$ |
| LORCA | 2.7 - 7 | 1.4 - 3.6 | $\log S(\omega) = (-2.76 + 1.64m) 10^{-5}$ | 0.86 | 320 | $S(\omega) e^{\frac{-t}{320}} t^{-1}$ |
| GRANADA | 2. - 4.2 | 2 - 4.0 | $\log S(\omega) = (-2.89 + 1.56m) 10^{-4}$ | 0.79 | 576 | $S(\omega) e^{\frac{-\omega t}{576}} t^{-1}$ |

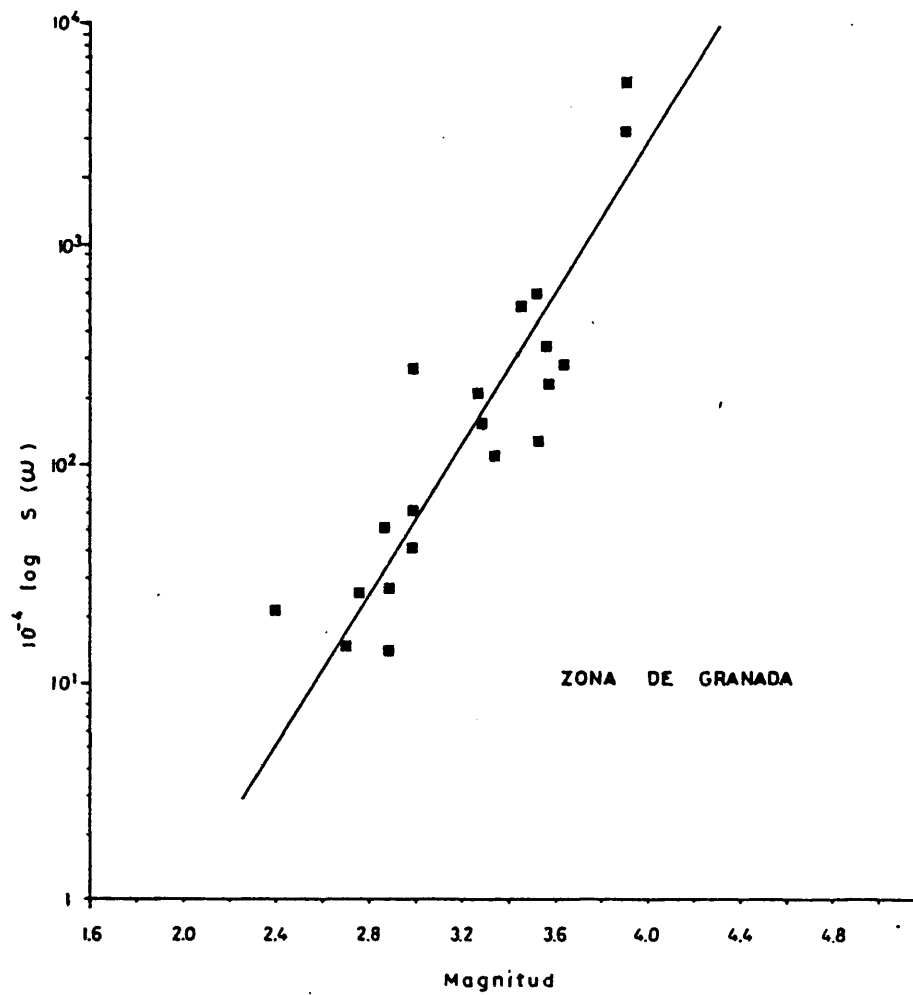


Fig. 4.16. Relación entre el Factor del Foco y la magnitud para los sismos de Granada.

do.

Ajustando por mínimos cuadrados los pares magnitud-log $S(\omega)$, se obtiene una relación que permite estimar el espectro de potencia de las codas para las magnitudes comprendidas en el rango analizado.

La tabla 4.12 resume los resultados obtenidos en cada una de las zonas estudiadas.

4.3.3. INFORMACION SOBRE EL FOCO. CALCULO DEL MOMENTO SISMICO Y DE SU RELACION CON LA MAGNITUD.

La última parte del método ofrece información sobre el fenómeno en el foco mediante la evaluación del momento sísmico de cada uno de los terremotos considerados. Esta etapa es particularmente interesante porque, como ya se ha indicado en varias ocasiones, las dificultades inherentes al tipo de registros utilizados imposibilitan el empleo de las técnicas basadas en el análisis de frecuencias.

En su desarrollo, el método propuesto utiliza la expresión

$$X(\omega_p) = M_0 |2N(r_0)|^{\frac{1}{2}} |\phi_0(\omega_p, r_0)| \quad (2.38)$$

lo que significa situarse en la óptica del modelo de ondas de superficie. Este hecho requiere, a su vez, satisfacer la condición de utilizar frecuencias inferiores a la frecuencia característica, de manera que se evite el efecto de finitud en la fuente. Teniendo en cuenta que la frecuencia característica coincide aproximadamente con la frecuencia de esquina (Hanks y Wyss, 1972), la comparación de los valores de este parámetro obtenidos a partir de Modiano (1980) con las frecuencias utilizadas en nuestro estudio

(Cfr Tabla 4.13) permite deducir el cumplimiento de esta condición para la zona de Arette, donde solo en dos casos la frecuencia de esquina es ligeramente inferior a la frecuencia media utilizada en el análisis. Dado que en las zonas de Lorca y Granada las magnitudes analizadas son similares a las de Arette y las frecuencias más pequeñas, es posible extender este mismo resultado a dichas zonas para las que no existen datos relativos a la frecuencia de esquina. De todas formas solo a la luz de los resultados obtenidos por la aplicación del método podrá confirmarse el cumplimiento de sus condiciones de empleo.

T A B L A 4.13

| <u>Sismo nº</u> | <u>Frecuencia media analizada</u> | <u>Frecuencia de esquina</u> |
|-----------------|-----------------------------------|------------------------------|
| 1 | 5.0 | 5.3 |
| 2 | 7.5 | 11.7 |
| 3 | 8.3 | 15.1 |
| 4 | 8.5 | 12.0 |
| 5 | 7.9 | No evaluado |
| 6 | 9.1 | 16.8 |
| 7 | 5.9 | 5.3 |
| 8 | 9.3 | 16.4 |
| 9 | 9.5 | 20.6 |
| 10 | 10.1 | 9.5 |
| 11 | 6.6 | No evaluado |
| 12 | 8.7 | 11.8 |

En su conjunto, la aplicación del método propuesto se inicia con el cálculo de espectro reducido de la coda correspondiente a cada uno de los sismos estudiados. Para ello se utiliza la expresión:

$$X(\omega, t) = t^{\frac{1}{2}} e^{\omega t / 2Q} \left(-\frac{1}{Q} \frac{dt}{d\omega} \right)^{\frac{1}{4}} A_1$$

ya comentada en el Capítulo II.

A su vez, el Factor Regional de Scattering (F.R.S.) puede ser estimado fácilmente por la relación

$$\text{F.R.S.} = \frac{X(\omega, t)}{M_0} \quad (4.18)$$

donde M_0 es el momento sísmico correspondiente al terremoto cuyo espectro reducido figura en el numerador.

Dado que el F.R.S. así determinado es común para todos los sismos de una misma zona, la fórmula (4.18) proporciona los momentos sísmicos correspondientes, con solo introducir en el numerador los espectros reducidos de los terremotos de ese área.

Con objeto de comprobar la eficacia del método propuesto, éste ha sido aplicado inicialmente a la zona de Arette para la que ya existían dos estimaciones de los momentos sísmicos realizadas mediante el análisis espectral clásico. Ambas estimaciones, -(Modiano, 1980; Oliveras, 1981, comunicación personal)-, habían sido obtenidas a partir de los datos pertenecientes a las estaciones de registro magnético utilizadas en dicha campaña (Cfr. Tabla 3.13). La calidad de los resultados obtenidos ha permitido extender su aplicación a las zonas de Lorca y Granada, en las que no se había realizado ninguna estimación de los momentos sísmicos pertenecientes a series de microterremotos.

Seguidamente se detalla el desarrollo de esta etapa en cada una de las zonas estudiadas.

ZONA DE ARETTE.

El cálculo de los espectros reducidos ha sido realizado asignando a la zona un coeficiente $Q = 400$, valor obtenido al

considerar un predominio de ondas de superficie. Al mismo tiempo se ha elegido como sismo de referencia para el cálculo del F.R.S. el sismo 8 cuyo momento sísmico había sido evaluado en $3.56 \cdot 10^{18}$ din.cm (Modiano, 1980). La elección de este sismo ha sido realizada por ocupar un lugar intermedio tanto en la escala de magnitudes como en el número de observaciones utilizadas para su medición.

El cociente:

$$\text{F.R.S.} = \frac{X(\omega, t)}{M_0} \quad (4.18)$$

en este caso ha sido:

$$\frac{3.84 \cdot 10^{-8} \text{ cm seg}}{3.56 \cdot 10^{18} \text{ din.cm}} = 1.08 \cdot 10^{-26} \frac{\text{cm.seg}}{\text{din.cm}}$$

La aplicación de este Factor de Scattering a los demás terremotos de la muestra ha proporcionado los momentos sísmicos correspondientes. El conjunto de los resultados obtenidos aparece en la tabla 4.14.

Los momentos sísmicos así calculados han sido comparados en la tabla 4.15 con los valores ofrecidos por Modiano (Análisis Espectral I) y Oliveras (Análisis Espectral II). Como puede apreciarse, los valores hallados por el análisis de codas ajustan muy bien con los obtenidos mediante el análisis espectral, lo que parece constituir una prueba importante de la validez del método utilizado.

La calidad del ajuste puede juzgarse mejor observando la fig. 4.17 donde se hallan representados en función de la magnitud los valores del momento sísmico calculados por los 3 métodos. En este gráfico se pone de manifiesto que el procedimiento

VALORES DEL ESPECTRO REDUCIDO DE LA CODA Y DEL MOMENTO SISMICO CALCULADOS EN LA ZONA
DE ARETTE

| Sismo | Magnitud | Espectro reducido 10 ⁻⁸ cm.sec | Momento sísmico 10 ¹⁸ din.cm | Nº de Observaciones |
|-------|----------|--|--|---------------------|
| 1 | 3.33 | 67.38 | 62.40 | 10 |
| 2 | 2.68 | 10.84 | 10.00 | 10 |
| 3 | 2.98 | 32.22 | 29.80 | 10 |
| 4 | 2.18 | 2.78 | 2.57 | 8 |
| 5 | 2.07 | 2.68 | 2.48 | 6 |
| 6 | 2.43 | 5.71 | 5.28 | 10 |
| 7 | 2.26 | 3.26 | 3.02 | 9 |
| 8 | 2.18 | 3.84 | 3.56 | 7 |
| 9 | 2.06 | 2.81 | 2.60 | 3 |
| 10 | 2.14 | 2.83 | 2.62 | 8 |
| 11 | 2.04 | 6.90 | 6.38 | 6 |
| 12 | 2.80 | 26.33 | 24.30 | 6 |

T A B L A 4.15

COMPARACION DE LOS MOMENTOS SISMICOS HALLADOS MEDIANTE EL ANALISIS DE CODAS CON LOS
OBTENIDOS POR ANALISIS ESPECTRAL

Valores de M_0 expresados en din.cm.

| Sismo | Análisis de codas | Nº obs. | Análisis Espectral I | Nº obs. | Análisis Espectral II | nº obs. |
|-------|---------------------|---------|----------------------|---------|-----------------------|---------|
| 1 | 6.24 10^{19} | 10 | 1.76 10^{20} | 12 | 4.26 10^{19} | 12 |
| 2 | 1.00 10^{19} | 10 | 1.72 10^{19} | 10 | 4.78 10^{18} | 10 |
| 3 | 2.98 10^{19} | 10 | 3.46 10^{19} | 12 | 1.34 10^{19} | 11 |
| 4 | 2.57 10^{18} | 8 | 3.46 10^{18} | 8 | 1.76 10^{18} | 8 |
| 5 | 2.48 10^{18} | 6 | No evaluado | | No evaluado | |
| 6 | 5.28 10^{18} | 10 | 6.36 10^{18} | 10 | 2.53 10^{18} | 8 |
| 7 | 3.02 10^{18} | 9 | 1.74 10^{19} | 6 | 5.87 10^{18} | 4 |
| 8 | Sismo de referencia | 7 | 3.56 10^{18} | 4 | No evaluado | |
| 9 | 2.60 10^{18} | 3 | 1.74 10^{18} | 6 | 5.44 10^{17} | 4 |
| 10 | 2.62 10^{18} | 8 | 3.47 10^{18} | 4 | No evaluado | |
| 11 | 6.38 10^{18} | 6 | No evaluado | | No evaluado | |
| 12 | 2.43 10^{19} | 6 | 2.48 10^{19} | 6 | 9.50 10^{18} | 5 |

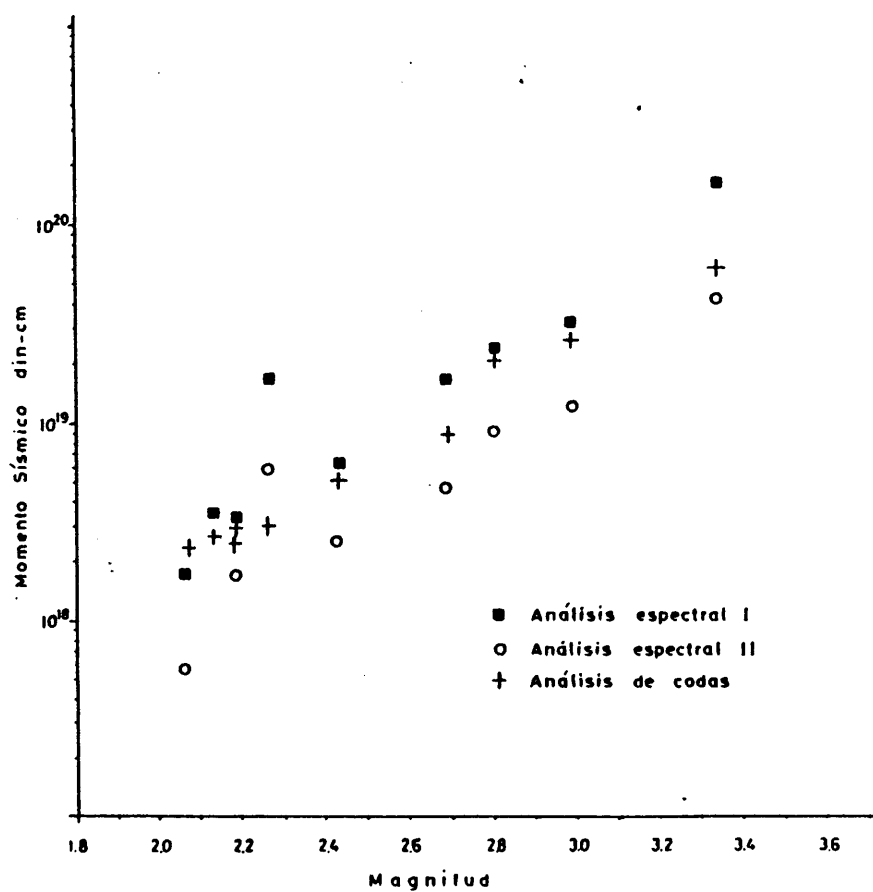


Fig. 4.17. Comparación de los momentos sísmicos de 10 terremotos de la zona de Arette obtenidos utilizando el análisis espectral con los calculados por el análisis de codas.

seguido proporciona siempre valores intermedios entre los ofrecidos por los análisis espectrales y que su dispersión es menor.

Por último conviene señalar que el ajuste por mínimos cuadrados de los pares $M_L - M_0$ ha ofrecido una relación entre ambos parámetros expresada por:

$$\log M_0 = 15.8 + 1.2 M_L \quad (4.19)$$

siendo el coeficiente de determinación obtenido, $r^2 = 0.97$

Esta fórmula permite obtener fácilmente el momento de un sismo de magnitud comprendida entre 1.5 y 3.5, intervalo de valores para el que esta expresión puede considerarse válida.

La comprobación de la validez del método, conseguida con su empleo en la zona de Arette, ha permitido aplicarlo a las otras dos zonas para las que no existían estudios que ofreciesen un punto de contraste y donde, en conjunto, los datos eran de peor calidad.

ZONA DE LORCA.

En este caso, los espectros reducidos de la coda han sido calculados considerando un factor de calidad $Q = 320$. El sismo empleado para calcular el Factor de Scattering ha sido el n.º 14 cuyo momento había sido calculado expresamente por medio del análisis espectral (Cfr. Capítulo III). El resultado obtenido, $2.81 \cdot 10^{20}$ din.cm, aplicado al correspondiente espectro reducido de la coda, ha dado un Factor Regional de Scattering igual a $3.5 \cdot 10^{-27}$ cm.seg/din cm.

Con estos datos ha sido posible calcular el momento sísmico de los demás eventos obteniéndose los resultados recogidos en la tabla 4.16.

VALORES DEL ESPECTRO REDUCIDO DE LA CODA Y DEL MOMENTO SISMICO DETERMINADOS PARA LA ZONA DE LORCA

| Sismo | Magnitud | Espectro reducido 10 ⁻⁸ cm.sec | Momento sísmico 10 ¹⁹ din-cm. | Estaciones empleadas |
|-------|----------|--|---|----------------------|
| 1 | 2.71 | 13.05 | 3.73 | CAR |
| 2 | 2.79 | 15.75 | 4.50 | MON, CAR, QUI, GAL |
| 3 | 2.92 | 18.33 | 5.24 | MON, QUI, GAL |
| 4 | 2.60 | 9.65 | 2.76 | CAR, MON, QUI, GAL |
| 5 | 2.15 | 2.35 | 0.67 | CAR, MON, QUI |
| 6 | 2.79 | 11.47 | 3.28 | CAR, MON, QUI, GAL |
| 7 | 2.69 | 7.97 | 2.28 | CAR, MON, QUI, GAL |
| 8 | 3.23 | 64.50 | 18.40 | CAR, MON, GAL |
| 9 | 1.91 | 2.04 | 0.59 | MON, QUI |
| 10 | 2.26 | 4.45 | 1.26 | CAR, MON, QUI |
| 11 | 1.78 | 1.26 | 0.36 | CAR, QUI |
| 12 | 1.83 | 1.59 | 0.45 | CAR, QUI |
| 13 | 2.38 | 4.37 | 1.25 | CAR, MON, QUI |
| 14 | 3.45 | 98.28 | 28.10 | MON, QUI |
| 15 | 3.09 | 19.08 | 5.40 | CAR, MON, QUI |
| 16 | 2.17 | 2.12 | 0.61 | CAR, MON, QUI |
| 17 | 1.80 | 0.04 | 0.12 | MON |
| 18 | 2.35 | 2.67 | 0.76 | QUI |
| 19 | 1.6 | 0.06 | 0.07 | MON, QUI |
| 20 | 2.47 | 2.56 | 0.73 | QUI |
| 21 | 1.68 | 0.07 | 0.19 | QUI |
| 22 | 1.86 | 0.08 | 0.23 | QUI |

Finalmente, cabe señalar que el ajuste del momento en función de la magnitud obtenido para esta zona y para un intervalo aproximado $1.5 \leq M_L \leq 3.5$ es:

$$\log M_0 = 16.15 + 1.23 M_L \quad (4.20)$$

con $r^2 = 0.93$

La figura 4.18 representa la distribución del momento en función de la magnitud y la función de ajuste obtenida.

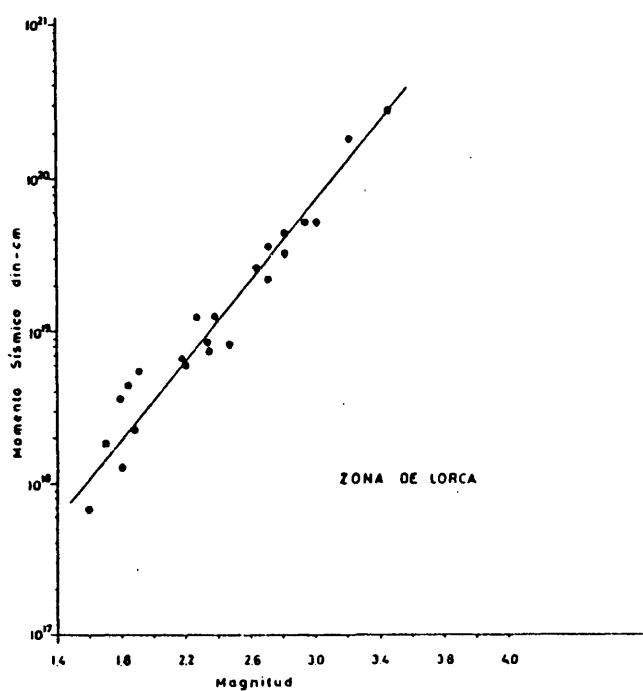


Fig. 4.18. Relación Momento sísmico-magnitud para la zona de Lorca.

ZONA DE GRANADA.

Esta última etapa ha sido estudiada considerando un valor de $Q = 576$ y utilizando el sismo 13 en el cálculo del F.R.S. El momento de este terremoto había sido determinado por el método de Brune, tal como se explicó en el Capítulo III, dando un valor de $6.3 \cdot 10^{20}$ din.cm.

El Factor de Scattering resultante es por consiguiente:

$$\frac{14.10 \cdot 10^{-7}}{6.3 \cdot 10^{20}} = 2.24 \cdot 10^{-27} \text{ cm.s/din.cm}$$

Los momentos obtenidos aparecen resumidos en la Tabla 4.17 y representados, en función de la magnitud, en la figura 4.19. El ajuste correspondiente ha sido:

$$\log M_0 = 17.41 + 0.85 M_L \quad (4.21)$$

con un coeficiente de determinación $r^2 = 0.80$.

T A B L A 4.17

VALORES DEL ESPECTRO REDUCIDO DE LA CODA Y DEL MOMENTO SISMICO DETERMINADOS PARA LA ESTACION DE GRANADA

| Sismo | Magnitud | Espectro reducido 10 ⁻⁸ cm.sec | Momento sísmico 10 ²⁰ din.cm |
|-------|----------|--|--|
| 1 | 3.56 | 48.75 | 2.18 |
| 2 | 3.26 | 23.40 | 1.04 |
| 3 | 3.52 | 35.93 | 1.60 |
| 4 | 2.82 | 9.92 | 0.44 |
| 5 | 3.56 | 67.40 | 3.01 |
| 6 | 3.52 | 35.10 | 1.57 |
| 7 | 3.90 | 187.00 | 8.34 |
| 8 | 3.90 | 141.00 | 6.29 |
| 9 | 3.26 | 34.10 | 1.52 |
| 10 | 2.99 | 39.00 | 1.77 |
| 11 | 3.34 | 27.10 | 1.21 |
| 12 | 2.99 | 18.40 | 0.82 |
| 13 | 2.99 | 15.10 | 0.67 |
| 14 | 2.88 | 18.13 | 0.82 |
| 15 | 2.70 | 10.50 | 0.47 |
| 16 | 3.45 | 76.50 | 3.41 |
| 17 | 2.76 | 13.40 | 0.60 |
| 18 | 2.88 | 15.05 | 0.67 |
| 19 | 2.40 | 12.65 | 0.56 |
| 20 | 3.62 | 177.00 | 7.90 |

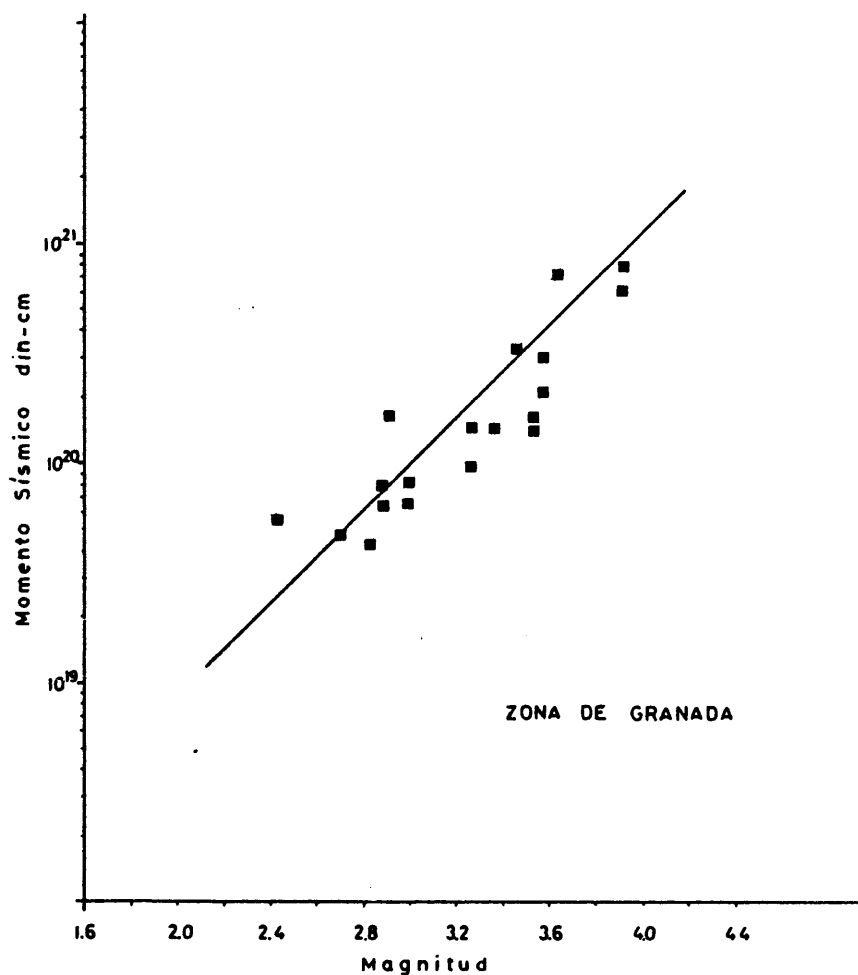


Fig. 4.19. Relación Momento sísmico-magnitud para la zona de Granada.

El estudio de los resultados obtenidos en esta última etapa, al tiempo que confirma la validez del método, pone de relieve cómo la calidad de los ajustes aumenta al hacerlo el número " de estaciones utilizadas.

Este hecho constituye un nuevo argumento a favor de la coherencia del método y permite esperar el éxito de su apli-

- 170 -

cación a las futuras campañas de microsismicidad que se realizarán en nuestro país y que, previsiblemente, utilizarán mayor número de estaciones.

CAPITULO V

RESUMEN FINAL Y CONCLUSIONES

*Hermoso es, hermosamente humilde y confiante,
vivificador y profundo,
sentirse bajo el sol, entre los demás, impelido,
llevado, conducido, mezclado, rumorosamente arrastrado.*

VICENTE ALEIXANDRE.

"

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten deducir dos conclusiones globales de indudable interés práctico:

- La eficacia de los estudios de microsismicidad para identificar la actividad sísmica de una falla y medir algunos de sus parámetros físicos, incluso cuando solo se dispone de registros analógicos en visible.
- La validez del método descrito en esta Tesis para superar las limitaciones impuestas por este tipo de registros.

La primera conclusión puede deducirse fácilmente considerando los siguientes aspectos del estudio realizado:

12. La relocalización en la zona de Lorca de la serie de réplicas del terremoto del 6 de Junio de 1977 ha permitido identificar la zona de la falla de Alhama de Murcia actuante en el proceso sísmico analizado. Esta zona ocupa una extensión aproximada de 56 km^2 situada a una profundidad de 2 - 10 km y a una distancia horizontal del afloramiento en superficie de 4 - 12 km (Fig.3.12). El buzamiento y el rumbo deducibles de esta distribución son concordantes con los datos geológicos y con la solución del mecanismo focal.
22. Las expresiones magnitud-duración de registros, obtenidas para las zonas de Lorca y Granada y compatibles con la definición de m_b (Lg) dada por la Red Sísmica Nacional, constituyen un procedimiento rápido y eficaz para evaluar las magnitudes de microterremotos comprendidos en un rango de magnitudes aproximado $1 \leq M_L \leq 4.5$.
32. La comparación del parámetro "b" correspondiente al ajuste frecuencia-magnitud de las series de sismos anteriores y posteriores al terremoto principal, conduce a considerar que el proceso de liberación de esfuerzos responde más a un proceso

gradual que a una liberación repentina de la mayor parte de las tensiones acumuladas. La importancia del sismo principal del 6 de Junio debe ser considerada desde esta perspectiva.

42. Los resultados obtenidos en la determinación por análisis espectral del momento sísmico de los terremotos de las zonas de Lorca y Granada permiten concluir al mismo tiempo la validez interna del método y su profunda limitación si se desea aplicar a series de microterremotos registrados analógicamente en visible.

Con objeto de superar estas limitaciones se ha aplicado a los datos de Arette, Lorca y Granada, el método descrito en el Capítulo II y cuyo fundamento se encuentra en el análisis de ondas de coda presentado en el mismo Capítulo. La aplicación de este método permite obtener las siguientes conclusiones concretas que avalan su validez global.

12. La determinación del origen de la coda mediante el empleo de la "función acumulativa", elimina las imprecisiones de los métodos empleados por otros autores y refleja mejor el sentido físico del problema.
22. La variación de la frecuencia con el tiempo para las ondas de coda puede expresarse en las tres áreas estudiadas por ecuaciones lineales o por expresiones sencillas de la forma

$$\log f = a - b t$$

32. Los valores del factor de calidad Q obtenidos por ajuste de la ecuación

$$\log A_{ij} = C_j - a t_i - b \log t_i$$

manifiestan un distinto comportamiento elástico en cada una de las zonas y confirman el incremento general de Q con la profundidad.

42. Las diversas pruebas realizadas hacen pensar en la existencia de pequeñas diferencias en los valores de Q a medida que se modifican las distancias epicentrales. Sin embargo, el carácter regional del valor de Q , determinado a partir de los sísmos de una misma zona, parece suficientemente comprobado.
52. La anomalía detectada en la estación Quimeras de la zona de Lorca pone de relieve la sensibilidad del método pero debe quedar como una cuestión abierta sobre la que no es posible sacar conclusiones. Desgraciadamente, aunque las pruebas realizadas permiten pensar en la existencia de alguna particularidad física en el medio comprendido entre la zona de actividad de la falla y la estación, tampoco hay posibilidad, con los datos disponibles, de descartar la influencia del asentamiento de la estación.
62. La estrecha relación existente entre los valores del factor $S(\omega)$, que según el método propuesto expresa la influencia del foco, y las magnitudes calculadas a partir de la duración, mueve a confiar en la coherencia del procedimiento y avala las expresiones del espectro de potencia deducidas por este método.
72. La calidad del ajuste obtenido entre los momentos sísmicos calculados en la zona de Arette por el método propuesto y los determinados por otros autores mediante el análisis espectral, constituye un fuerte argumento a favor del método utilizado en esta Tesis.
82. Las relaciones momento-magnitud calculadas para cada zona, a partir de los resultados obtenidos en este trabajo, constitu-

yen un procedimiento eficaz para evaluar el momento sísmico de un terremoto sin necesidad de recurrir al análisis espectral. Igualmente, dichas relaciones permiten estimar el valor de este parámetro para terremotos más importantes, lo que constituye una valiosa aportación en el diseño antisísmico.

Al terminar la descripción de las conclusiones y los resultados, conviene recordar que han sido obtenidos en el dominio de la microsismicidad y con unos rangos de magnitud y frecuencia concretos, suficientemente detallados a lo largo del trabajo. La extrapolación fuera de estos intervalos de los resultados descritos, aunque posible, ha de ser realizada con precaución. Sin embargo, esto no disminuye la utilidad del trabajo que ahora se concluye, ya que los rangos analizados son habituales en los estudios de microsismicidad y que este método, pensado para datos registrados analógicamente en visible, es aplicable, -probablemente con mayor eficacia-, a datos con formas de registro de más fácil tratamiento.

En su conjunto, la consideración de todos estos resultados permite establecer la validez del método propuesto, así como el interés del análisis de codas cuya presentación se ha desarrollado en esta Tesis.

Por último, cabe señalar el convencimiento de que el estudio realizado solo ha podido abordar algunas de las posibilidades esbozadas por el análisis de codas. Este campo de investigación permanece abierto a nuevos trabajos a cuyo desarrollo esta Tesis desearía contribuir.

126

A N E X O .

RELACION DE SISMOS LOCALIZADOS EN LA CAMPAÑA DE LORCA

1. ANTERIORES AL SISMO PRINCIPAL

| Nº | Día | Hora:min.sec | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|--------------|-----------|------------|-------------------|----------|-----------|--------|
| 1 | 05-05-77 | 14:30 42.68 | 37 20.60 | 1 56.26 | 5.0 | 1.5 | 4 | 0.39 |
| 2 | 07-05-77 | 9:50 38.24 | 37 26.31 | 1 52.43 | 1.15 | 0.25 | 4 | 0.06 |
| 3 | 10-05-77 | 14:51 56.11 | 37 29.99 | 2 09.16 | 3.79 | 1.31 | 5 | 0.28 |
| 4 | 11-05-77 | 7:00 4.76 | 37 26.76 | 1 56.57 | 5.00 | 0.25 | 4 | 0.19 |
| 5 | 11-05-77 | 10:41 14.23 | 37 33.03 | 2 09.77 | 5.00 | 1.31 | 5 | 0.60 |
| 6 | 11-05-77 | 12:25 23.90 | 37 29.87 | 1 55.07 | 5.00 | 0.88 | 6 | 0.33 |
| 7 | 11-05-77 | 16:59 35.31 | 37 28.95 | 2 04.73 | 5.00 | 1.79 | 6 | 0.87 |
| 8 | 13-05-77 | 2:03 50.10 | 37 24.02 | 1 52.45 | 6.81 | 0.25 | 4 | 0.03 |
| 9 | 13-05-77 | 11:01 04.67 | 37 32.52 | 2 09.28 | 0.39 | 0.55 | 5 | 0.49 |
| 10 | 13-05-77 | 11:32 50.91 | 37 26.72 | 2 11.80 | 5.00 | 1.96 | 7 | 0.87 |
| 11 | 13-05-77 | 16:55 11.49 | 37 28.34 | 2 10.03 | 0.75 | 1.23 | 7 | 0.72 |
| 12 | 13-05-77 | 18:39 07.45 | 37 33.03 | 2 04.73 | 5.00 | 1.71 | 6 | 0.38 |
| 13 | 13-05-77 | 22:33 14.58 | 37 28.39 | 2 04.46 | 5.00 | 0.71 | 6 | 0.41 |
| 14 | 14-05-77 | 00:41 59.98 | 37 27.70 | 1 54.52 | 7.94 | 0.81 | 7 | 0.32 |
| 15 | 16-05-77 | 13:11 08.18 | 37 33.03 | 2 07.16 | 5.00 | 1.94 | 4 | 0.26 |
| 16 | 16-05-77 | 17:07 46.15 | 37 22.20 | 1 51.85 | 1.34 | 0.25 | 4 | 0.06 |
| 17 | 17-07-77 | 14:55 01.77 | 37 23.20 | 1 59.73 | 2.32 | 1.68 | 8 | 0.43 |
| 18 | 17-05-77 | 14:55 02.29 | 37 24.85 | 2 00.78 | 0.43 | 1.77 | 8 | 0.26 |
| 19 | 17-05-77 | 17:29 48.38 | 37 37.64 | 2 04.67 | 0.65 | 0.79 | 4 | 0.15 |

| Nº | Día | Hora:min:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km. | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|--------------|-----------|------------|-----------------|----------|-----------|--------|
| 20 | 18-05-77 | 13:20 05.70 | 37 24.23 | 1 59.73 | 2.25 | 1.15 | 5 | 0.08 |
| 21 | 18-05-77 | 14:26 44.07 | 37 15.95 | 1 39.55 | 2.24 | 1.29 | 6 | 0.09 |
| 22 | 18-05-77 | 17:06 37.55 | 37 26.55 | 1 55.18 | 5.00 | 0.15 | 6 | 0.58 |
| 23 | 20-05-77 | 14:00 24.62 | 37 22.68 | 1 59.73 | 0.10 | 1.79 | 6 | 0.07 |
| 24 | 20-05-77 | 14:38 11.57 | 37 17.60 | 1 39.29 | 1.50 | 1.76 | 7 | 0.10 |
| 25 | 20-05-77 | 18:20 25.75 | 37 31.27 | 2 10.66 | 1.04 | 2.02 | 7 | 0.36 |
| 26 | 22-05-77 | 20:12 19.20 | 37 31.79 | 1 47.00 | 5.00 | 0.65 | 6 | 0.23 |
| 27 | 23-05-77 | 09:27 52.82 | 37 31.22 | 1 44.25 | 1.25 | 0.85 | 5 | 0.13 |
| 28 | 25-05-77 | 15:32 55.01 | 37 38.90 | 1 55.09 | 5.00 | 1.37 | 6 | 0.11 |
| 29 | 25-05-77 | 18:42 40.13 | 37 32.10 | 1 47.09 | 10.48 | 1.78 | 5 | 0.11 |
| 30 | 26-05-77 | 21:13 11.33 | 37 24.68 | 1 50.51 | 9.09 | 0.92 | 5 | 0.90 |
| 31 | 27-05-77 | 11:35 22.68 | 37 21.54 | 1 54.10 | 5.00 | 1.40 | 5 | 0.33 |
| 32 | 27-05-77 | 11:50 50.57 | 37 28.21 | 1 48.28 | 0.60 | 3.06 | 4 | 0.10 |
| 33 | 27-05-77 | 15:00 05.01 | 37 23.70 | 2 01.02 | 0.05 | 1.68 | 5 | 0.24 |
| 34 | 27-05-77 | 18:13 12.03 | 37 24.68 | 1 50.51 | 17.35 | 1.85 | 6 | 0.87 |
| 35 | 27-05-77 | 19:42 58.47 | 37 28.49 | 1 47.83 | 5.00 | 2.01 | 6 | 0.42 |
| 36 | 27-05-77 | 20:25 02.53 | 36 47.51 | 1 28.19 | 1.14 | 2.76 | 8 | 0.23 |
| 37 | 27-05-77 | 21:56 02.50 | 37 21.36 | 1 49.16 | 6.51 | 1.75 | 9 | 0.08 |
| 38 | 27-05-77 | 22:30 30.79 | 37 43.66 | 2 00.57 | 1.69 | 1.08 | 8 | 0.19 |
| 39 | 28-05-77 | 14:08 35.90 | 37 28.73 | 1.43.93 | 5.00 | 2.19 | 6 | 0.13 |
| 40 | 29-05-77 | 04:54 35.51 | 37 22.30 | 1 59.18 | 5.00 | 0.81 | 6 | 0.10 |
| 41 | 29-05-77 | 19:32 10.89 | 37 27.54 | 1.33.83 | 5.00 | 1.30 | 5 | 0.14 |

17.

| Nº | Día | Hor:min:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|-------------|-----------|------------|----------------|----------|-----------|--------|
| 42 | 29-05-77 | 23:40 22.31 | 37 24.68 | 1 50.51 | 9.75 | 3.85 | 5 | 0.13 |
| 43 | 01-06-77 | 11:18 51.10 | 37 33.55 | 2 06.24 | 5.00 | 1.82 | 4 | 0.09 |
| 44 | 01-06-77 | 22:13 51.35 | 37 42.65 | 1 46.79 | 1.49 | 2.16 | 5 | 0.12 |
| 45 | 01-06-77 | 23:58 15.94 | 37 39.43 | 1 50.87 | 5.00 | 0.17 | 4 | 0.43 |
| 46 | 02-06-77 | 2:34 40.41 | 37 24.68 | 1 50.51 | 11.39 | 1.28 | 6 | 0.62 |
| 47 | 02-06-77 | 3:16 46.69 | 37 24.68 | 1 50.51 | 11.17 | 0.96 | 6 | 0.62 |
| 48 | 02-06-77 | 6:45 15.94 | 37 24.68 | 1 50.51 | 9.53 | 3.05 | 5 | 0.10 |
| 49 | 02-06-77 | 7:10 30.71 | 37 33.03 | 2 04.73 | 5.00 | 1.74 | 6 | 0.78 |
| 50 | 02-06-77 | 10:37 57.75 | 37 27.42 | 1 45.34 | 5.00 | 1.34 | 5 | 0.11 |
| 51 | 02-06-77 | 16:20 40.32 | 37 37.72 | 1 59.04 | 5.00 | 2.10 | 8 | 0.88 |
| 52 | 02-06-77 | 20:50 31.15 | 37 32.48 | 1 45.43 | 5.00 | 3.02 | 4 | 0.08 |
| 53 | 02-06-77 | 23:40 40.41 | 37 24.68 | 1 50.51 | 11.39 | 1.28 | 6 | 0.62 |
| 54 | 02-06-77 | 23:47 55.92 | 37 28.50 | 1 41.33 | 0.33 | 1.10 | 5 | 0.25 |
| 55 | 03-06-77 | 9:13 44.02 | 37 33.40 | 2 10.57 | 0.87 | 1.54 | 5 | 0.55 |
| 56 | 03-06-77 | 17:27 13.37 | 37 24.68 | 1 50.51 | 7.73 | 1.82 | 4 | 0.29 |
| 57 | 04-06-77 | 6:26 5.40 | 37 29.11 | 1 34.47 | 0.01 | 1.74 | 5 | 0.14 |
| 58 | 06-06-77 | 0:40 8.95 | 37 34.77 | 1 36.03 | 1.03 | 1.71 | 5 | 0-09 |

2. POSTERIORES AL SISMO PRINCIPAL

| Nº | Día | Hora:min:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|--------------|-----------|------------|----------------|----------|-----------|--------|
| 1 | 06-06-77 | 11:15 23.59 | 37 38.98 | 1 53.31 | 2.03 | 1.41 | 6 | 0.07 |
| 2 | | 11:26 42.61 | 37 38.23 | 1 53.18 | 2.06 | 2.43 | 7 | 0.04 |
| 3 | | 11:36 28.27 | 37 38.36 | 1 52.92 | 1.89 | 1.59 | 6 | 0.08 |
| 4 | | 11:49 17.10 | 37 38.58 | 1 53.96 | 5.00 | 1.41 | 5 | 0.06 |
| 5 | | 11:55 40.78 | 37 37-93 | 1 53.53 | 2.17 | 1.37 | 7 | 0.16 |
| 6 | | 12:21 09.29 | 37 36.43 | 1 53.05 | 5.00 | 1.77 | 7 | 0.32 |
| 7 | | 12:21 32.87 | 37 38.93 | 1 53.22 | 5.00 | 1.36 | 7 | 0.10 |
| 8 | | 12:35 03.37 | 37 38.45 | 1 54.29 | 2.48 | 1.06 | 8 | 0.05 |
| 9 | | 13:36 58.37 | 37 37.07 | 1 55.39 | 7.98 | 1.95 | 6 | 0.24 |
| 10 | | 13:48 00.65 | 37 36.53 | 1 54.84 | 15.27 | 2.71 | 6 | 0.03 |
| 11 | | 14:26 38.51 | 37 39.43 | 1 53.62 | 8.29 | 2.32 | 9 | 0.15 |
| 12 | | 14:29 30.15 | 37 36.90 | 1 53.73 | 0.59 | 1.36 | 4 | 0.03 |
| 13 | | 15:49 47.06 | 37 39.43 | 1 51.47 | 9.67 | 2.79 | 8 | 0.30 |
| 14 | | 15:53 59.28 | 37 37.75 | 1 52.87 | 6.48 | 1.34 | 8 | 0.04 |
| 15 | | 15:57 52.54 | 37 37.99 | 1 53.12 | 5.25 | 1.40 | 8 | 0.04 |
| 16 | | 16:01 00.57 | 37 39.43 | 1 53.16 | 7.6 | 3.88 | 5 | 0.08 |
| 17 | | 16:45 18.50 | 37 38.26 | 1 54.80 | 6.43 | 1.69 | 8 | 0.13 |
| 18 | | 17:39 29.30 | 37 24.68 | 1 50.51 | 5.00 | 2.50 | 5 | 0.29 |
| 19 | | 17:51 29.36 | 37 38.43 | 1 53.33 | 7.56 | 1.51 | 9 | 0.14 |
| 20 | | 17:52 37.34 | 37 38.92 | 1 52.98 | 7.70 | 2.92 | 8 | 0.08 |
| 21 | | 17:54 02.97 | 37 38.55 | 1 53.34 | 6.49 | 2.40 | 8 | 0.08 |

| Nº | Día | Horamin.seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|-------------|-----------|------------|-------------------|----------|-----------|--------|
| 22 | 06-06-77 | 17:56 53.13 | 37 38.18 | 1 53.78 | 5.85 | 1.64 | 9 | 0.10 |
| 23 | | 18:04 31.74 | 37 38.66 | 1 53.37 | 8.65 | 1.55 | 9 | 0.15 |
| 24 | | 18:14 8.92 | 37 39.43 | 1 53.85 | 3.58 | 1.14 | 9 | 0.15 |
| 25 | | 19:41 56.51 | 37 38.28 | 1 53.52 | 5.00 | 1.43 | 9 | 0.14 |
| 26 | | 20:48 19.76 | 37 38.89 | 1 54.04 | 7.73 | 2.62 | 8 | 0.10 |
| 27 | | 21:10 42.45 | 37 39.43 | 1 54.80 | 8.95 | 2.15 | 9 | 0.28 |
| 28 | | 21:39 59.26 | 37 25.64 | 1 49.47 | 4.27 | 2.79 | 5 | 0.05 |
| 29 | | 23:15 13.27 | 37 38.78 | 1 53.35 | 6.98 | 2.69 | 8 | 0.08 |
| 30 | 07-06-77 | 00:50 26.69 | 37 26.71 | 1 46.12 | 0.26 | 1.77 | 5 | 0.18 |
| 31 | | 01:30 39.41 | 37 39.43 | 1 53.66 | 7.93 | 1.41 | 9 | 0.12 |
| 32 | | 02:29 12.07 | 37 37.80 | 1 53.91 | 5.00 | 1.34 | 9 | 0.20 |
| 33 | | 04:32 57.39 | 37 39.43 | 1 53.82 | 8.32 | 3.61 | 9 | 0.18 |
| 34 | | 07:54 42.20 | 37 38.51 | 1 52.29 | 5.00 | 3.23 | 4 | 0.06 |
| 35 | | 10:07 8.05 | 37 38.84 | 1 54.8 | 7.544 | 1.66 | 9 | 0.13 |
| 36 | | 10:13 49.30 | 37 36.04 | 1 51.14 | 0.34 | 1.34 | 8 | 0.67 |
| 37 | | 11:37 38.86 | 37 38.49 | 1 53.78 | 8.79 | 1.56 | 9 | 0.19 |
| 38 | | 11:40 7.35 | 37 39.08 | 1 53.16 | 8.29 | 1.20 | 9 | 0.07 |
| 39 | | 11:48 14.26 | 37 37.84 | 1 53.67 | 5.00 | 1.59 | 2 | 0.12 |
| 40 | | 12:56 22.63 | 37 23.03 | 1 44.01 | 5.00 | 1.91 | 3 | 0.05 |
| 41 | | 14:04 25.57 | 37 37.76 | 1 54.80 | 5.00 | 1.41 | 8 | 0.23 |
| 42 | | 15:08 44.83 | 37 38.39 | 1 53.88 | 5.00 | 2.00 | 8 | 0.16 |
| 43 | | 16:04 57.46 | 37 38.56 | 1 53.71 | 8.31 | 1.91 | 9 | 0.09 |
| 44 | | 17:38 16.20 | 37 24.68 | 1 50.51 | 5.00 | 1.72 | 4 | 2.50 |
| 45 | | 17:46 00.56 | 37 39.09 | 1 54.72 | 8.55 | 2.26 | 9 | 0.15 |

| Nº | Día | Hora:mn:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|----|----------|-------------|-----------|------------|-------------------|----------|-----------|--------|
| 46 | 07-06-77 | 23:56 43.66 | 37 38.57 | 1 54.00 | 6.19 | 0.40 | 9 | 0.10 |
| 47 | 08-06-77 | 00:48 38.48 | 37 39.43 | 1 53.97 | 7.24 | 1.78 | 9 | 0.17 |
| 48 | | 00:51 49.93 | 37 38.95 | 1 54.11 | 6.46 | 0.96 | 9 | 0.07 |
| 49 | | 02:01 56.01 | 37 38.60 | 1 54.01 | 7.31 | 1.83 | 9 | 0.10 |
| 50 | | 03:26 06.41 | 37 38.61 | 1 54.47 | 6.74 | 1.08 | 9 | 0.11 |
| 51 | | 12:06 27.13 | 37 39.43 | 1 54.03 | 6.53 | 0.67 | 8 | 0.16 |
| 52 | | 15:34 19.13 | 37 39.43 | 1 53.87 | 7.24 | 0.85 | 9 | 0.14 |
| 53 | | 15:35 39.39 | 37 23.73 | 2 00.19 | 1.57 | 2.25 | 5 | 0.13 |
| 54 | | 15:49 00.98 | 37 38.08 | 1 53.39 | 6.29 | 0.89 | 7 | 0.10 |
| 55 | | 18:39 30.95 | 37 38.51 | 1 53.36 | 5.00 | 1.18 | 9 | 0.09 |
| 56 | | 22:56 52.22 | 37 38.06 | 1 53.72 | 5.43 | 0.81 | 7 | 0.03 |
| 57 | 09-06-77 | 01:24 11.85 | 37 39.43 | 1 53.05 | 7.63 | 2.38 | 9 | 0.15 |
| 58 | | 02:21 34.34 | 37 39.43 | 1 53.60 | 7.87 | 1.44 | 9 | 0.17 |
| 59 | | 02:30 29.80 | 37 37.75 | 1 53.04 | 5.00 | 1.01 | 9 | 0.16 |
| 60 | | 02:47 47.92 | 37 24.68 | 1 50.51 | 5.00 | 2.08 | 3 | 0.44 |
| 61 | | 04:40 33.34 | 37 39.43 | 1 53.91 | 7.48 | 1.35 | 9 | 0.09 |
| 62 | | 05:54 12.58 | 37 39.43 | 1 53.34 | 7.69 | 1.18 | 9 | 0.18 |
| 63 | | 08:17 22.27 | 37 39.43 | 1 53.04 | 6.78 | 3.45 | 9 | 0.10 |
| 64 | | 09:35 2.71 | 37 39.43 | 1 52.65 | 5.73 | 1.70 | 7 | 0.05 |
| 65 | | 10:21 23.67 | 37 39.43 | 1 53.66 | 5.00 | 1.30 | 9 | 0.18 |
| 66 | | 11:10 47.67 | 37 39.43 | 1 53.36 | 7.43 | 3.09 | 9 | 0.09 |
| 67 | | 14:02 06.01 | 37 38.32 | 1 54.34 | 5.00 | 1.46 | 8 | 0.10 |
| 68 | | 15:16 23.53 | 37 39.43 | 1 53.44 | 7.78 | 1.02 | 9 | 0.13 |

| Nº | Día | Hora:min:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | No obser. | R.M.S. |
|----|----------|--------------|-----------|------------|----------------|----------|-----------|--------|
| 69 | 09-06-77 | 17:46 10.10 | 37 38.08 | 1 54.25 | 5.00 | 1.19 | 9 | 0.15 |
| 70 | | 20:05 41.17 | 37 26.27 | 1 54.04 | 8.43 | 2.46 | 5 | 0.01 |
| 71 | 10-06-77 | 06:23 8.99 | 37 38.32 | 1 51.84 | 5.75 | 1.26 | 8 | 0.09 |
| 72 | | 06:29 14.39 | 37 38.38 | 1 53.92 | 5.00 | 1.16 | 8 | 0.09 |
| 73 | | 13:15 48.68 | 37 37.81 | 1 53.89 | 5.00 | 0.99 | 9 | 0.21 |
| 74 | | 15:38 43.44 | 37 39.43 | 1 54.80 | 8.23 | 1.09 | 8 | 0.23 |
| 75 | | 21:50 49.37 | 37 38.30 | 1 53.31 | 5.10 | 0.88 | 9 | 0.05 |
| 76 | | 23:49 40.25 | 37 37.77 | 1 53.46 | 5.00 | 1.38 | 9 | 0.17 |
| 77 | 11-06-77 | 07:37 58.04 | 37 36.88 | 1 53.68 | 5.00 | 1.10 | 7 | 0.13 |
| 78 | | 08:42 36.43 | 37 37.38 | 1 53.57 | 5.00 | 1.39 | 8 | 0.11 |
| 79 | | 08:46 30.66 | 37 28.81 | 1 47.62 | 5.00 | 1.91 | 6 | 0.53 |
| 80 | | 08:58 27.62 | 37 28.90 | 1 46.40 | 5.00 | 1.66 | 5 | 0.57 |
| 81 | | 19:22 7.51 | 37 38.40 | 1 52.73 | 5.00 | 0.89 | 4 | 0.09 |
| 82 | | 22:40 40.52 | 37 37.86 | 1 53.21 | 5.97 | 0.92 | 4 | 0.01 |
| 83 | 12-06-77 | 07:44 3.66 | 37 37.63 | 1 53.63 | 2.48 | 1.91 | 5 | 0.06 |
| 84 | | 18:37 10.95 | 37.24.68 | 1 50.51 | 5.00 | 0.94 | 4 | 0.82 |
| 85 | 13-06-77 | 00:52 35.57 | 37 31.75 | 1 47.91 | 5.00 | 1.43 | 5 | 0.83 |
| 86 | | 07:56 21.52 | 37 39.83 | 1 54.45 | 5.00 | 1.41 | 5 | 0.10 |
| 87 | | 19:07 32.29 | 37 37.57 | 1 53.13 | 3.03 | 2.17 | 9 | 0.20 |
| 88 | | 19:08 31.77 | 37 37.89 | 1 52.72 | 2.83 | 1.37 | 9 | 0.12 |
| 89 | 14-06-77 | 04:31 10.80 | 37 34.39 | 1 56.76 | 13.14 | 0.71 | 5 | 0.28 |
| 90 | | 16:52 22.41 | 37 39.43 | 1 54.80 | 5.00 | 2.55 | 4 | 0.18 |
| 91 | 15-06-77 | 04:55 54.24 | 37 37.89 | 1 53.54 | 5.87 | 1.30 | 8 | 0.12 |

| Nº | Día | Hora:min:seg | Latitud N | Longitud W | Profundidad Km | Magnitud | Nº obser. | R.M.S. |
|-----|----------|--------------|-----------|------------|----------------|----------|-----------|--------|
| 92 | 15-06-77 | 14:29 41.33 | 37 40.49 | 2 04.73 | 5.00 | 2.80 | 4 | 0.65 |
| 93 | | 20:52 14.12 | 37 38.14 | 1 54.80 | 5.00 | 1.61 | 8 | 0.14 |
| 94 | 16-06-77 | 00:17 05.20 | 37 27.85 | 1 46.33 | 0.30 | 1.93 | 4 | 0.28 |
| 95 | | 13:40 13.67 | 37 37.42 | 1 52.79 | 1.13 | 2.33 | 9 | 0.13 |
| 96 | | 14:43 35.38 | 37 36.49 | 1 54.92 | 1.32 | 0.69 | 7 | 0.23 |
| 97 | | 20:40 15.20 | 37 37.40 | 1 53.64 | 4.61 | 1.35 | 7 | 0.06 |
| 98 | 17-06-77 | 03:19 16.02 | 37 37.16 | 1 53.63 | 7.72 | 1.17 | 7 | 0.15 |
| 99 | | 09:02 32.30 | 37 35.95 | 2 04.10 | 2.19 | 1.33 | 5 | 0.66 |
| 100 | 18-06-77 | 00:01 24.31 | 37 37.02 | 1 52.69 | 1.55 | 1.80 | 7 | 0.27 |
| 101 | | 05:46 59.37 | 37 38.07 | 1 53.08 | 4.67 | 1.19 | 7 | 0.09 |
| 102 | | 05:06 48.34 | 37 36.96 | 1 53.89 | 5.00 | 1.20 | 7 | 0.10 |
| 103 | | 05:06 48.44 | 37 37.34 | 1 53.80 | 4.75 | 1.01 | 7 | 0.06 |
| 104 | 19-06-77 | 16:39 26.00 | 37 38.05 | 1 52.93 | 4.53 | 1.60 | 5 | 0.08 |
| 105 | | 18:49 46.58 | 37 22.78 | 1 50.51 | 6.34 | 2.47 | 4 | 0.04 |
| 106 | | 20:35 52.29 | 37 29.29 | 1 52.61 | 5.00 | 1.68 | 7 | 0.72 |
| 107 | | 05:06 48.44 | 37 37.34 | 1 53.8 | 4.75 | 0.99 | 7 | 0.06 |
| 108 | | 09:07 33.68 | 41 24.05 | 0 32.12 | 5.00 | 0.87 | 4 | 0.24 |
| 109 | 21-06-77 | 06:13 44.61 | 37 37.80 | 1 54.04 | 7.07 | 1.00 | 7 | 0.09 |
| 110 | | 06:33 44.91 | 37 37.80 | 1 54.04 | 7.06 | 1.07 | 7 | 0.09 |
| 111 | | 06:35 47.96 | 37 38.27 | 1 53.98 | 7.31 | 1.00 | 7 | 0.10 |
| 112 | | 08:00 14.50 | 37 42.55 | 2 00.09 | 0.78 | 3.29 | 7 | 0.39 |
| 113 | | 15:39 24.50 | 37 27.69 | 1 58.69 | 5.00 | 1.86 | 4 | 0.23 |
| 114 | | 18:04 46.85 | 37 13.23 | 1 34.02 | 5.00 | 2.81 | 5 | 0.52 |
| 115 | 27-06-77 | 22:52 08.69 | 37 37.31 | 1 54.80 | 5.00 | 1.10 | 6 | 0.19 |

195

BIBLIOGRAFIA

- AKI, K., 1967.- "Scaling Law of Seismic Spectrum". J. Geophys. Res. 72, pp. 1217 -1231.
- AKI, K., 1969.- "Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves". J. Geophys. Res., 74, pp. 615 - 631.
- AKI, K., 1972.- "Scaling-law of earthquake source time-function" Geophys. J.R. Astr. Soc., 31, pp. 3 - 25.
- AKI, K., 1973.- "Scattering of P waves under the Montana Lasa". J. Geophys. Res., 78, pp. 1334 - 1346.
- AKI, K., 1980.- "Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz". Phys. Earth planet. Interiors, 21, pp. 50 - 61.
- AKI, K., 1980.- "Scattering and Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere". J. Geophys. Res. 85, pp. 6496-6504.
- AKI, K., BOUCHON, M., CHOUET, B., DAS, S., 1977.- "Quantitative prediction of strong motion for a potential earthquake fault". Annali Geofis. XXX, pp. 341-368.
- AKI, K., and CHOUET, B., 1975.- "Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects", J. Geophys. Res., 80, pp. 3322 - 3342.
- AKI, K., RICHARDS, P., 1980.- "Quantitative Seismology". Freeman and Company Inc. I y II, 920 pp.
- ANSORGE, J., BANDA, E., MUELLER, S., UDIAS, A. and MEZCUA, J., 1976.- "Crustal structure under the Cordillera Bética - Preliminary Results". Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada, 1978.
- ARMIGO, R., BENKHELIL, J., BOUSQUED, J.C., ESTEVEZ, A., GUIRAUD, R., MONTENAT Chr., PAVILLON, M.J., PHILIP, H., SANZ DE GALDEANO, C., VIGUIER, C., 1977.- "Les resultats de l'analyse structural en Espagne". Bull. Soc. Geol. Fr. XIX, pp. 591 - 605.
- ASADA, T., 1957.- "Observations of near field by micro-earthquakes with ultra sensitive seismometers". J. Phys. Earth, 5, pp. 83 - 113.
- AULT, B., LATHAM, G., NOWEEOZL, A.A., and SEEGER, L., 1969.- "Seismicity off the coast of northern Califor-

nia determined from ocean bottom seismic measurements" Bull. Seism. Soc. Am. 59, pp. 2001 - 2015.

BAKUN, W., BUFE, G., STEWART, R., 1976.- "Body-wave spectra of Central California earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am., 66, pp. 363 - 384.

BAKUN, W.H., LINDH, A.G., 1977.- "Local magnitudes, seismic moments, and coda durations for earthquakes near Oroville, California". Bull. Seism. Soc. Am., 67, pp. 615 - 629.

BANDA, E., ANSORGE, J., 1980.- "Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera". Geophys. J.R. astr. Soc. 63, pp. 515-532.

BAUDET, P.E., 1970.- "Elastic wave propagation in heterogeneous media", Bull. Seism. Soc. Am., 60, pp. 769-784.

BEN MENAHEN, A., SARVAJIT, S., 1981.- "Seismic waves and sources" Springer Verlag. New-York. pp. 840 - 848.

BERCKHEMER, H., and JACOB, K.H., 1968.- "Investigation of the dynamical process in earthquake foci by analyzing the pulse shape of body waves." Final Sci. Rep. A F 61 (052) - 801.

BERNREUTER, L., 1977.- "An overview of the relations earthquakes source parameters and the specification of the strong ground motion for design purposes". Lawrence Laboratory.

BISZTRICSANY, E., 1958.- "A new method for the determination of the magnitude of earthquakes". Geofiz, Korlemen 7, pp. 69 - 96.

BOILLOT, G., CAPDEVILA, R., 1977.- "The Pyrenees: subduction and collision?". Earth and Planetary Science Letters 35, pp. 151 - 160.

BOLT, B.A., "The revision of earthquake epicenter, focal depths and origin times using a high-speed computer". Geophys. J. 3, 433 - 440.

BOLT, A. 1970.- "Earthquake location for small networks using the generalized inverse matrix". Bull. Seism. Soc. Am., 60, pp. 1823 - 1838.

BOUCHER, G. and Fitch, T. 1969.- "Microearthquakes Seismicity of the Denali Fault". J. Geophys. Res. 74, pp. 6638 - 6648.

- BOUSQUET, J.C., MONTENANT, Ch., PHILIP, H., 1978.- "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales". "Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán". Universidad de Granada.
- BOUSQUET, J.C., 1979.- "Quaternary Strike Slip faults in South eastern Spain". Tectonophysics 52, pp. 277-286.
- BRUNE, J.N., 1970.- "Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes". J. Geophys. Res., 75, pp. 4997 - 5009 (correction, J. Geophys. Res. 76, 5002).
- BRUNE, J.N., ALLEN, C.R., 1967.- "A microearthquake survey of the San Andreas Fault system in Southern California." Bull. Seism. Soc. Am. 55, pp. 203-235.
- BUFORN, E., UDIAS, A., MEZCUA, J., 1981.- "Determination of regional stresses from joined solutions of near earthquakes in the Pyrenees and Murcia, Spain". E.G.S. Meeting Uppsala, 1981, (abstract)
- BULAND, R., 1976.- "The mechanics of locating earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am., 66, pp. 173 - 187.
- CAPOTE, R., 1979.- "Tectónica Española". Seminarios sobre criterios sísmicos para centrales nucleares y obras públicas. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- CARTER, J.A., BERG, E., 1981.- "Relative stress variation as determined by b-values from earthquakes in circum Pacific subduction zone". Tectonophysics, 76, pp. 257 - 273.
- CHERNOV, L.A., 1960.- "Wave propagation in a Random Medium", pp. 35 - 57. Mc-Graw Hill, New York.
- CHOUET, B., 1976.- "Source, scattering, and attenuation effects on high frequency seismic waves". T. Ph. D. Thesis. M.I.T. Cambridge.
- CHOUET, B., 1979.- "Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California". Geophys. Res. Lett. 6, pp. 143 - 146.
- CISTERNAS, A., 1964.- "Precision determination of focal depths and epicenters of earthquakes". CIT Publication AFOSR, contract No AF-49 (638) 1337.

- DAHLEN, F.A. 1974.- "On the ratio of P-wave to S wave corner frequencies for shallow earthquakes sources" Bull. Seism. Soc. Am. 64, 1159-1180.
- DAINTY, A .M. and M.N. TOKSÖZ, 1977,- "Elastic wave propagation in a highly scattering medium - A diffusion approach", J. Geophys., 43, pp. 375 - 388.
- DEWEY, J.W., 1972 - "Seismicity and tectonics of western Venezuela". Bull. Seism. Soc. Am., 62, pp. 1711 - 1751.
- DEZ, Z.A. and Mc. ELFRES T.W. 1980. "Time-domain methods, the values of t_p^* and t_s^* in the short period band and regional variation of the Same across the United States", Bull. Seism. Soc. Am. 70, pp. 921 - 924.
- EATON, J.P., O'NEILL, M.E. y MURDOCK, M.N., 1970.- "Detailed study of: the aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California earthquake" Bull. Seism. Soc. Am. 60, pp. 1151 - 1197.
- ENGOHAL, E.R. and GUNST, R.H., 1966.- "Use of a high-speed computer for the preliminary determination of earthquake hypocenters". Bull. Seism. Soc. Am. 56, pp. 325 - 336.
- EVERNDEN, J.F., 1977.- "Spectral Characteristics of the P codas of eurasian earthquakes and explosions". Bull. Seism. Soc. Am. 67, pp. 1153 - 1171.
- EVERNDEN, J. and Kohler, W.M., 1979.- "Further study of spectral composition of P codas of earthquakes and explosions." Bull. Seism. Soc. Am. 69, pp. 483-511.
- FARNBACH, J., 1975.- "The complex envelope in seismic signal analysis", Bull. Seism. Soc. Am. 65, pp. 951 - 962.
- FRANCIS, T.J.G. and PORTER, I.T., 1973.- "Median Valley seismology: The mid-Atlantic ridge near 45°N," Geophys. J.R. Astronom. Soc., 34, pp. 279 - 311.
- FRAZIER, C., NORTH, R., 1978.- "Evidence for w-cube scaling from amplitudes and periods of the Rat Island sequence, 1965". Bull. Seism. Soc. Am., 68, pp. 265 - 282.
- GALLART, J., DAIGNIERES, M., BANDA, E., SURINACH, E., HIRN, A., 1980.- "The eastern pyrenean domain: lateral

variations at crust- mantle level" preprint

- GAGNEPAIN, J. , MODIANO, T., CISTERNAS, A., RUEGG, J.C., VADEL, M., HATZFELD, D., MEZCUA, J., 1980.- "Sismicite de la region d'Arette (Pyrenees Atlantiques et mecanismes au foyer". Annl. Geophys. 36, pp. 499 - 508.
- GAUYAN, F., BAYER, R., BOUSQUET, J.C., LACHAUD, J.C., LESQUER, A., et MONTENAT, Ch., 1977.- "Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia et Alicante (Espagne meridionale). Resultats d'une etude geophysique." Bull. Soc. Géol. France, XIX, 3, pp. 623 - 629.
- GIR SUBHASH, S.M., and CHOUDHURY, M.A., 1979, "Coda power and modulation characteristics of a complex P signal from underground nuclear explosions". Tectonophysics, 53, T 33 - T 39.
- GIR SUBHASH, S.M. and GIR, R., 1979.- "Test of surface - body wave hypothesis for the Q-frequency dependence of coda". Tectonophysics, 57, T 27 - T 33.
- GUTENBERG, B., 1945.- "Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes." Bull. Seismol. Soc. Am. 35, pp. 3 - 12.
- GUTENBERG, B., RICHTER, C.F., 1956.- "Magnitudes and energy of earthquakes". Annali di Geofisica, 9 pp. 1 - 15.
- HAESSLER, H., HOANG TRONG, Ph., WITTLINGER, G., 1978.- "Microsismicité et tectonique: quelques résultats concernant la région d'Arette (Pyrenées Atlantiques)". C.R. Acad. Sc. Paris, t.286, pp. 1285 -1287.
- HANKS, T.C., 1981.- "The corner Frequency Shift, earthquake Source Models, and Q", Bull. Seism. Soc. Am. 71, pp. 597 - 613.
- HANKS and KANAMORI, H., 1979.- "A moment magnitude scale" J. Geophys Res. 84, pp. 2348 - 2350.
- HANKS, T.C., WYSS, M., 1972.- "The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters". Bull. Seism. Soc. Am., 62, pp. 561 - 589.
- HASEGAWA, H.S., 1970.- "Short period P-coda characteristics in the eastern Canadian shield", Bull. Seismol. Soc. Am., 60, pp. 839 - 858.

- HELMBERGER, D., MALONE, S., 1975.- "Modeling local earthquakes as shear dislocation in a layered half space". J. Geophys. Res. 80, pp.4881 - 4889.
- HERRAIZ, M. y MEZCUA, J., 1979.- "Aplicación del análisis espectral al sismo de Lorca del 6 de Junio de 1977. Determinación de los parámetros focales". Actas de la III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, I, pp. 395 - 417. Instituto Geográfico Nacional. Madrid,
- HERRMANN, R., 1975.- "The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude". Bull. Seism. Soc. Am. 65, pp. 899 - 913.
- HERRMANN, R.B., 1977.- "A method for synthesis of the seismic coda of local earthquakes". J. Geophys., 43, pp. 341 - 350.
- HERRMANN, R.B., 1980.- "Q estimates using the coda of local earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am., 70, pp. 447 - 468.
- HINDERER, S., 1979.- "Etude du facteur de Qualité Q de la Région Arette-Larrau (Pyrenées-Atlantiques a partir de la coda de seismes locaux". Memoire présentée a l'Institut de Physique du Globe de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg pour l'obtention du Diplome d'Ingenieur Geophysicien. 73 pp.
- HUDSON, J.A., 1977.- "Scattered waves in the coda of P, J. Geophys., pp. 359 - 374.
- JAMES, D., SACKS, S., LAZO, E., APARICIO, P., 1969.- "On locating Local Earthquakes using small networks". Bull. Seism. Soc. Am., 59, pp. 1201 - 1202.
- JOHNSON, C., McEVILLY, T., 1974.- "Near field observations and source parameters of Central California Earthquakes". Bull. Seism. Soc. Am. 64, 1885-1886.
- JOHNSON, S.H. and JONES P.R. 1978. "Microearthquakes located in the Blanco fracture zone with sonobuoy arrays". J. Geophys. Res. 83, 255 - 261.
- JOHNSON, T.L., MADRID, J.A. and KOCZYNSKI, T. 1976.- "A study of microseismicity in northern Baja California, Mexico". Bull. Seism. Soc. Am. 66, pp.1921-1929.
- KENNETT, E.O., 1972.- "Seismic waves in laterally inhomogeneous media". Geophys. J.R. ast. Soc. 27, 301 - 327.

- KHALTURIN, V.I., 1980.- "Determination of Earthquake magnitude using coda waves". Abstracts of the ESC seventeenth general assembly. Budapest, 1980.
- LANGSTOM, C.A., 1978.- "Calculation of the moments, corner frequencies and its relation with the free surface". J. Geophys. Res. 83, pp. 3422 - 3426.
- LATHAM, G.V., 1971.- "Apollo 11 passive seismic experiment" in "Apollo 11 lunar science conference, Houston, Texas, 1970. Proceedings Vol. 3 Physical Properties" 1970 pp. 2309 - 2320, Pergamon Press, New York and Oxford.
- LATHAM, G.V., EWING, M., PRESS, F., SUTTON, G.H., DORMAN, J. NAKAMURA, Y., TÖKSOZ, M.N., WIGGINS, R., DERR, J.S. and DUENNEBIER, F.K. 1970.- "Passive Seismic experiment". Science, N.Y. 167, pp. 455 - 457.
- LAY, Th., HELMBERGER, D., 1981.- "Body wave amplitude patterns and upper mantle attenuation variation across North-America". Geophys. J.R. astr. Soc. 66, pp. 691-726.
- LEE, W.H.K., BENNET, R.E. and MEAGHER, K.L., 1972.- "A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration", Open file report. 28 pp. Nat. Center for Earthquake Res., U.S. Geol. Surv., Menlo Park, Calif.
- LEE, EATON and BRABB, 1971.- "The earthquake sequence near Danville, California, 1970". Bull. Seism. Soc. Am. 61, 1771 - 1794.
- LEE, W. y LAHR, J.C., 1972, "Hypo 71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes" U.S. Geol. Surv. Open-File. Rept. 100 pp.
- LEHNER, F. and PRESS, F., 1966, "A mobile seismograph array". Bull. Seism. Soc. Am. 56, pp. 889 - 898.
- LOPEZ ARROYO, A., and UDIAS, A., 1972.- "Aftershock sequence and focal parameters of February 28, 1969, earthquake of the Azores-Gibraltar fracture zone". Bull. Seism. Soc. Am. 62, pp. 670-699.
- Mc CANN, M. and SHAH, H.C., 1979.- "Determining strong motion duration of earthquakes". Bull. Seismol. Soc. Am. 69, pp. 1253 - 1265.
- MALIN, P.E., 1980.- "A first order scattering solution for mo-

delling elastic wave codas. I acoustic case". Geophys. J.R. ast. Soc. 63, pp.361-381.

- MASUDA, T., TAKAGI, A. 1978.- "Source parameters estimates for small earthquakes". Sci. Rep. Tôhoku Univ. 5, Geophysics 25 pp. 39 - 54.
- MEZCUA, J., 1976.- "Estudio de microsismicidad en la zona de Reus (Tarragona)". Actas de la II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Madrid, 1976.
- MEZCUA, J., UDIAS, A., LOPEZ ARROYO, A., 1980.- "Seismotectonic results relative to the Iberian Peninsula. Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and surrounding areas". Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- MODIANO, T., 1980.- "Sismotectonique des Pyrenees occidentales Etude détaillée du contenu spectral des ondes de volume dans la region focale" These présentée a l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 188.pp.
- MOGI, K., 1967.- "Regional variation in magnitude-frequency relation of earthquakes". Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ. 45 pp. 313 - 325.
- MOINAP, P., TUCKER, B., BRUNE, J.N., 1973.- "Corner frequency of P and S waves and models of earthquake sources". Bull. Seism. Soc. Am. 63, pp. 2091-2104.
- MORRISON, P., STUMP, B. and URHAMMER, R., 1976 - "The Oroville earthquake sequence of August, 1975". Bull. Seism. Soc. Am. 66, pp. 1065 - 1084.
- NAKAMURA, Y., 1976, - "Seismic energy transmission in the lunar surface zone determined from signals generated by movements of lunar rovers", Bull. Seism. Soc. Am., 66, 593 - 606.
- NAKAMURA, Y., 1977.- "Seismic energy transmission in an intensively scattering environment", J. Geophys., 43 389 - 399.
- NAKAMURA, Y., LATHAM, G.V. and DORMAN, H. 1980.- "How we processed Apollo Lunar seismic data". Phy. Earth planet. Interiors. 21, pp. 218 - 225.
- NORTMANN, R., DUDA, S.J., 1981.- "The anelasticity of the Earth's Mantle in the European Area". Tectonophysics 72, pp. 181 - 201.

- NOWROOZI, A.A. 1973, "Seismicity of the Mendocino escarpment and the aftershock sequence of June 26, 1968, Ocean bottom seismic measurements". Bull.Seism. Soc. Am. 63, 441 - 456.
- NUTTLI, O.W., 1973.- "Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America". J.Geophys. Res. 78, pp. 876 - 885.
- NUTTLI, O., HERRMANN, R., 1981.- "Excitation and Attenuation of strong Ground Motion". IASPEI 21st General Assembly. London Canada, July 1981 (abstract).
- O'NEILL, M., HEALY, J.H., 1973.- "Determination of source parameters of small earthquakes from P-wave rise-time". Bull. Seism. Soc. Am. 63 pp. 599 - 614.
- PEPPIN, W., 1976.- "P-wave spectra of Nevada test site events at near and very near distances; implications for a near regional body waves surface wave discriminant". Bull. Seism. Soc. Am. 66 pp. 803 - 825.
- PROCHAZKOVA, D. 1980.- "Conclusion from the workshop on determination of focal parameters: A guide- line of methodology". E.S.C. 17 G. Assembly. Budapest August 1980.
- PROJECT ROSE SCIENTISTS, 1981.- "Microearthquake activity on the Orozco Fracture zone: Preliminary Results from Project Rose. J. Geophys. Res., 86, pp. 3783 - 3806.
- RANDALL, M.S. 1973.- "The spectral theory of seismic sources". Bull. Seism. Soc. Am. 63, pp. 1133 - 1144.
- RAUTIAN, T.G., KHALTURIN, V.I., 1978.- "The use of the coda for the determination of the earthquakes source spectrum". Bull. Seism. Soc. Am. 68, pp. 923-948.
- RAUTIAN, T.G., KHALTURIN, V.I., MARLYNOV, V.C., MOLNAR, P., 1978.- "Preliminary analysis of the spectrum content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tadjikistan". Bull. Seism.Soc. Am. 68, pp. 949 - 971.
- REID, I., and MACDONALD, K., 1973.- "Microearthquake study of the Mid-Atlantic ridge near 37°N using sonobuoys". Nature, 246, pp.88 - 89.
- RICHTER, C.F., 1935.- "An instrumental earthquake magnitude scale" Bull. Seismol.Soc. Amer. 25, pp.1-32.

- RICHTER, C.F., 1958.- "Elementary Seismology" Freeman and Company Inc. San Francisco, pp. 375 - 378.
- SATO, H., 1977.- "Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation". J. Phys. Earth 25, pp. 27-41.
- SATO, H., 1977.- "Single isotropic scattering model including wave conversions. Simple theoretical model of the short period body wave propagation". J. Phys. Earth 25, 163 - 176.
- SATO, H., 1979.- "Wave propagation in one Dimensional inhomogeneous elastic media". Journal of Physics of the Earth, 27, 455 - 467.
- SAVAGE, J.C., 1972.- "Relation of corner frequency to fault dimensions". J. Geophys. Res. 77, pp. 3788 - 3795.
- SHAPIRA, A. 1980.- "Magnitude determinations from coda duration of underground nuclear explosions". Seismological Section. Uppsala, Sweden, Report 2 - 80 25 pp.
- SHAPIRA, A., BATH, M. 1978.- "Methods for microearthquake research". Tectonophysics, 51, T17-T21.
- SHAPIRA, A. AVI and BATH, M. 1978.- "Source mechanism determination of short distance microearthquakes". Seismological Institute. Uppsala, Sweden.
- SHARPE, J.A. 1942.- "The production of elastic waves by explosion pressures. I Theory and empirical field observations." Geophysics, 7, pp. 144 - 154.
- SCHEIMER, J. and Landers, T.E., 1974.- "Short period coda of a local event at Lasa, Seismic Discrimination," Semiannu Tech. Sum. 42, Lincoln Lab. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- SINGH, K., WYSS, M., 1976.- "Source parameters of the Orizaba Earthquake of August 28, 1973". Geofis. int. México. 16, pp. 165 - 184.
- SOMERVILL, P., WIGGINS, R., ELLIS, R., 1976.- "Time domain determination of earthquake fault parameters from short-period P waves". Bull. Seism. Soc. Am. 66, pp. 1459 - 1484.
- SUTEAU, A.M. and WHITCOMB, J.H., 1979.- "A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment and local Richter magnitude". Bull.

Seism. Soc. Am., 69, pp. 353 - 368.

- TALWANI, P. 1979.- "An empirical earthquake prediction model". Phys. Earth planet, Interiors.18, pp. 288-302.
- TANER, M.T., KOEHLER, F. and SHERIFF, R.E., 1979.-"Complex seismic trace analysis". Geophysics, 44, 1041-1063.
- TOKSOZ, M.N., JOHNSTON, D.H. and TIMUR, A., 1979.- "Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: 1 Laboratory measurements". Geophysics, 44, 681-690.
- TOKSOZ, M.N., JOHNSTON, D.H. and TIMUR, A. 1979. "Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: 2 Mechanisms. Geophysics, 44 pp. 691 - 711.
- TSUMURA, K., 1967.- "Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation". Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 45, 7 - 18.
- TSUJIURA, M., 1978.- "Spectral analysis of the coda waves from local earthquakes". Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 53, pp. 1 - 48.
- TUCKER, B., BRUNE, J.M., 1977.- "Source mechanism and m_b - M_s analysis of aftershock of the S.Fernando earthquake". Bull. Seism. Soc. Am., 2 pp.369-426.
- UDIAS, A., 1965.- "A study of the aftershocks and focal mechanism of the Salinas Watsonville earthquakes of August 31 and Septiembre 14, 1963."Bull. Seism. Soc. Am. 55. pp. 85-106.
- UDIAS, A. 1972.- "Estudio del mecanismo focal de los terremotos mediante ondas internas". Inst. Geográfico Nacional. Madrid.
- UDIAS, A., CORREIG, A., 1975.- "Determination of Source parameters from the spectra of surface and body waves using High-Gain, long period stations". Departamento de Física de la Tierra y el Cosmos. Universidad de Barcelona.
- UDIAS, A., LOPEZ ARROYO, A. and MEZCUA, J., 1976, "Seismotectonic of the Azores-Alborán region". Tectonophysics, 31, pp. 259-289.
- UDIAS, A., 1977. "Perfiles Sísmicos profundos en España (1974-1975)". Instituto Geográfico y Catastral.Madrid.

- UDIAS, A., BUFORN, E., BRILLINGER, D. and BOLT, B., 1981.
"Joint statistical determination of fault
parameters". IASPEI 21st General Assembly.
London Canada (abstract).
- VANEK, J., ZATOPEK, A., KARNIK, V. , KONDORSKAYA, N.V.,
RIZNICHENKO, Y.V., SAVARENSKY, E.F., SOCOVYOV,
S.L., SHEBALIN, N.V., 1962.- "Standardization
of magnitude scales". Izvest., Physics of Solid
Earth, English ed. 108.
- WAHLSTRÖM, R. 1979.- "Duration magnitudes for Swedish earthqua
kes". Seismol. Inst. Uppsala, Rep. 5-79, 22 pp.
- WESLEY, J.P., 1965, "Diffusion of seismic energy in the near
range". J. Geophys. Res., 70 pp. 5099 - 5106.
- WESSON, R.L. and ELLSWORTH, W.L., 1972.- "Preliminary hypocen-
tral data for the Stone Canyon earthquake of
September 14, 1963," Bull. Seism. Soc. Am. 43,
13-15.
- WESSON, R.L. and ELLSWORTH, 1973,- "Seismicity preceding mo-
derate earthquakes in California" J. Geophys.
Res. 78, pp. 8527 - 8546.
- WYSS, M., HANKS, T.C., 1972.- "The source parameters of the
San Fernando earthquake inferred from the seis-
mic body waves". Bull. Seism. Soc. Am. 62, 591-
602.

